

**UNIVERSIDAD NACIONAL AGRARIA
LA MOLINA**

FACULTAD DE CIENCIAS



**“DETERMINACIÓN DE LA ESTACIÓN LLUVIOSA EN LOS
ANDES PERUANOS USANDO DATOS GRILLADOS DE
PRECIPITACIÓN”**

**TESIS PARA OPTAR EL TÍTULO PROFESIONAL DE
INGENIERA METEORÓLOGA**

TANIA KATHERINE ITA VARGAS

LIMA – PERÚ

2020

**La UNALM es titular de los derechos patrimoniales de la presente
investigación (Art. 24 – Reglamento de Propiedad Intelectual)**

**UNIVERSIDAD NACIONAL AGRARIA
LA MOLINA**

FACULTAD DE CIENCIAS

**“DETERMINACIÓN DE LA ESTACIÓN LLUVIOSA EN LOS ANDES
PERUANOS USANDO DATOS GRILLADOS DE PRECIPITACIÓN”**

Presentada por:

TANIA KATHERINE ITA VARGAS

Tesis para optar el título profesional de:

INGENIERA METEORÓLOGA

Sustentada y aprobada por el siguiente jurado:

—

Mg. Sc. Eusebio Idelmo Cisneros Tarmeño
PRESIDENTE

Mg. Sc. Jerónimo García Villanueva
MIEMBRO

Mg. Sc. Edison Cholán Rodríguez
MIEMBRO

Dr. Ernesto Ever Menacho Casimiro
ASESOR

Mg. Sc. Nelson Quispe Gutiérrez
CO ASESOR

DEDICATORIA

A mis padres por su constante e incondicional apoyo a lo largo de mi vida y en particular durante el periodo en el cual desarrollé la presente investigación a ellos mi total agradecimiento. A mi familia en general, a mis abuelitos, Mama Julita, Mama Llushita y Papa Ñabu, papá, mamá, hermana, tíos, primos, sobrinos... porque con ellos me formé como la persona que ahora soy y por todo el amor y cariño que les tengo.

AGRADECIMIENTO

A los miembros de mi comité de tesis de Appalachian State University, Dr. L. Baker Perry, Dr. Margaret M. Sugg y Dr. Isabel Moreno; al Dr. Marcos Andrade y a mi amigo y colega Ing. Christian Barreto Schuller con quienes trabajé mi tesis de maestría, la cual motivó la presente investigación.

A mi mejor amigo, colega y compañero de vida, Paul Alva Suarez, por ser mi gran apoyo, por darse el tiempo para leer esta tesis, ayudarme a mejorar la misma y a prepararme para la sustentación... Gracias por todo.

A mi asesor, Dr. Ever Menacho Casimiro, y co asesor, Mg. Sc Nelson Quispe Gutiérrez, quienes me alentaron al desarrollo de mi tesis para obtener el título de Ingeniera Meteoróloga y apoyaron durante su ejecución.

A los miembros de mi jurado de tesis, Mg. Sc. Eusebio Cisneros Tarmeño, Mg. Sc. Jerónimo García Villanueva y Mg. Sc. Edison Cholan Rodríguez, cuyos valiosos comentarios y sugerencias contribuyeron al desarrollo y a la mejora de mi investigación. Adicionalmente, gracias al presidente de mi jurado, Prof. Cisneros, por todo el apoyo logístico brindado desde la aprobación de mi proyecto de tesis hasta la publicación de la misma.

A mis amigas de Carhuaz, con quienes nos conocemos casi toda una vida, a mis amigos y también colegas de la universidad, de la maestría, del trabajo, gracias por apoyarme y alentarme siempre.

ÍNDICE GENERAL

RESUMEN

ABSTRACT

I.	INTRODUCCIÓN	1
II.	REVISIÓN DE LITERATURA	4
	2.1 Estación lluviosa	4
	2.2.1 Métodos de identificación de la estación lluviosa.....	4
	2.2 La Cordillera de los Andes	5
	2.3 Los Andes Peruanos	7
	2.3.1 Geografía	7
	2.3.2 Regiones de los Andes Peruanos	8
	2.3.3 Aspecto Socioeconómico de los Andes Peruanos	13
	2.4 Naturaleza de la Precipitación en los Andes Peruanos	17
	2.4.2 Verano	21
	2.4.2 Invierno	22
	2.5 Patrones Sinópticos Asociados con las Precipitaciones en los Andes peruanos	24
	2.5.1 Verano	24
	2.5.2 Invierno	26
	2.6 Datos grillados de Precipitación	27
	2.6.1 PISCO	27
	2.6.2 TRMM	28
	2.6.3 CHIRPS	28
	2.6.4 ERA5	28
	2.7 Correlación Espacial Pearson.....	29
	2.8 Error Absoluto Medio	31
	2.9 Desviación estándar.....	31
	2.10 Diagrama de Cajas.....	31
	2.11 Diagrama de violín	32
III.	METODOLOGÍA	34
	3.1 Área de estudio.....	34
	3.2 Materiales.....	35
	3.2.1 Datos grillados de precipitación	35

3.2.2	Programas estadísticos y de visualización.....	35
3.2.3	Otros Materiales	36
3.3	Métodos	36
3.2.1	Identificación de las fechas de inicio y fin de la estación lluviosa y determinación de la duración de la misma.....	36
3.2.2	Determinación de la variabilidad espacial del inicio, fin y duración de la estación lluviosa.....	38
3.2.3	Comparación del inicio, fin y duración de la estación lluviosa	39
IV.	RESULTADOS Y DISCUSIÓN	40
4.1	Identificación de la estación lluviosa en los Andes Peruanos para el periodo climático 1981 – 2011.....	40
4.1.1	Promedio nacional.....	40
4.2	Variabilidad espacial de la estación lluviosa entre los diferentes datos grillados de precipitación.....	45
4.2.1	Inicio de la estación lluviosa	45
4.2.2	Fin de la estación lluviosa.....	54
4.2.3	Duración de la estación lluviosa	60
4.2.4	Relación entre el inicio, fin y duración de la estación lluviosa y variables geográficas y topográficas	65
4.3	Comparación del inicio, fin y duración de la estación lluviosa entre los diferentes datos grillados de precipitación	71
4.3.1	Evaluación de los estadísticos básicos	71
4.3.2	Evaluación del patrón espacial.....	77
V.	CONCLUSIONES	79
VI.	RECOMENDACIONES	82
VII.	BIBIOGRAFÍA.....	84
VIII.	ANEXOS	90

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1: Ecosistemas de la región Andina, simbología y superficie respecto al total nacional.....	13
Tabla 2: Datos grillados de precipitación diaria usado en el presente trabajo	35
Tabla 3: Estación lluviosa en los Andes peruanos (promedio nacional) de acuerdo a las cuatro bases de datos de precipitación para el periodo climático 1981 – 2011	41
Tabla 4: Matriz de correlación del inicio, fin y duración de la estación lluviosa del PISCO con variables geográficas y topográficas.....	69
Tabla 5: Matriz de correlación del inicio, fin y duración de la estación lluviosa del CHIRPS con variables geográficas y topográficas.	69
Tabla 6: Matriz de correlación del inicio, fin y duración de la estación lluviosa del TRMM con variables geográficas y topográficas.....	70
Tabla 7: Matriz de correlación del inicio, fin y duración de la estación lluviosa del ERA5 con variables geográficas y topográficas.	70
Tabla 8: Descripción de las principales variables estadísticas relacionadas al inicio de la estación lluviosa de acuerdo a los diferentes datos grillados de precipitación.....	72
Tabla 9: Comparación del inicio climatológico de la estación húmeda entre las cuatro bases de datos de precipitación grillada en el área de estudio.....	77
Tabla 10: Comparación del fin climatológico de la estación húmeda entre las cuatro bases de datos de precipitación grillada en el área de estudio.....	78
Tabla 11: Comparación de la duración climatológica de la estación húmeda entre las cuatro bases de datos de precipitación grillada en el área de estudio ...	78

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1: La Cordillera de los Andes. El relieve de la cordillera muestra el límite de 1000 m.s.n.m. definido por Denevish <i>et al.</i> (2012)	6
Figura 2: Cordilleras principales de los Andes peruanos. Adaptado de Morales-Arnao <i>et al.</i> (2010)	8
Figura 3: División tradicional del Perú. Adaptado de Tauro del Pino (2001)	9
Figura 4: Regiones naturales del Perú, de acuerdo a la clasificación de Pulgar Vidal. Fuente: MINAM (2016).	10
Figura 5: Ecorregiones del Perú, de acuerdo a la clasificación de Antonio Brack Egg. Fuente: MINAM (2016).....	11
Figura 6: Ecozonas del Perú. Fuente: MINAM (2016).	12
Figura 7: Evolución de la distribución porcentual de la población censada en la sierra del Perú entre 1940 – 2017 (columnas amarillas) y la tasa de crecimiento promedio anual entre cada periodo. Adaptado del INEI (2018).	14
Figura 8: a) Distribución de la superficie agropecuaria total b) distribución de la superficie agrícola y c) distribución de la superficie no agrícola según región natural. Adaptado de INEI (2018).	15
Figura 9: a) Superficie agrícola bajo riego y en secano, 2012. b) Superficie agrícola bajo riego según región natural, 2012. Adaptado de INEI (2018).	15
Figura 10: Régimen pluviométrico estacional en las 31 estaciones in situ, en el eje X se presentan los meses de 1 (enero) hasta 12 (diciembre). Fuente Rau Rau & Condom (2010).	18
Figura 11: Precipitación acumulada (mm) de acuerdo a los trimestres a) DEF, b) MAM, c) JJA y d) SON. Adaptado de SENAMHI (2018)	20
Figura 12: Distribución horaria de la precipitación detectada por el MMR (Radar) en Cusco (set. 2014 – feb. 2015, 189 eventos) durante a) SON 2014 y DEF 2014-15 y en La Paz (oct. 2015 – feb. 2017, 347 eventos; set. 2016 – feb. 2017, 104 eventos) durante c) SON 2015, d) DEF 2015-16, e) SON 2016, y f) DEF 2016-17; los resultados se muestran en las	

<p>barras de color gris. La línea azul es la precipitación media horaria acumulada medida en SPZO, Cusco y en la ubicación de la estación meteorológica en La Paz. Aquí, n = el número de horas en la muestra mostrada en cada histograma. Fuente: Endries <i>et al.</i> (2018).</p>	22
<p>Figura 13: Número de horas de precipitación por mes en (A, B) Murmurani Alto; (C, D) Quelccaya; y (E, F) Chacaltaya. GP = graupel; SN+ = nieve fuerte; SN = nieve moderada; SN- = nieve ligera; RNSN = mezcla de agua y nieve; RN = lluvia. Periodo de observación en Murmurani Alto es desde el 1 julio 2012 al 30 de Julio de 2014; en Quelccaya es del 4 de noviembre de 2014 al 30 de junio de 2015; y para Chacaltaya es del 1 de diciembre de 2014 al 30 de noviembre de 2015. Fuente: Perry <i>et al.</i> (2017).</p>	23
<p>Figura 14: Patrones sinópticos asociados a la ocurrencia de precipitaciones durante el verano (DEF) en niveles altos (izquierda) y en niveles bajos (derecha). Elaboración propia</p>	26
<p>Figura 15: Patrones sinópticos asociados a la ocurrencia de precipitaciones durante el invierno (JJA) en niveles altos (izquierda) y en niveles bajos (derecha). Adaptado de Quispe Vega (2017)</p>	27
<p>Figura 16: Anatomía del diagrama de caja.</p>	32
<p>Figura 17: Anatomía del diagrama de violín.....</p>	33
<p>Figura 18: Área de estudio, los Andes Peruanos, definido como la ecozona sierra. Adaptado del MINAGRI & MINAM (2016).....</p>	34
<p>Figura 19: Precipitación media diaria climatológica para cada día del año (rojo), anomalía de la precipitación media diaria (azul), y la anomalía acumulada de la precipitación media diaria (verde) para 9.5° N, 14.5° O de GPCP, para el periodo 1997 – 2014. Los puntos magenta marcan la extensión de la estación lluviosa. Fuente: Dunning <i>et al.</i> (2016).</p>	37
<p>Figura 20: Promedio nacional (para el área de estudio) de precipitación media diaria climatológica (verde), anomalía de la precipitación media diaria climatológica (marrón), y la anomalía acumulada de precipitación media diaria (azul) con los datos del a) PISCO, b) CHIRPS, c) TRMM y d) ERA5. Entre los puntos color magenta se muestran la extensión de la estación lluviosa.</p>	43

Figura 21: Anomalía acumulada de la precipitación media diaria para cada una de las grillas (n), dentro el área de estudio, de las bases de a) PISCO (n = 2914), b) CHIRPS (n = 11639), c) TRMM (n = 464) y d) ERA5 (n = 460).....	44
Figura 22: Inicio de la estación lluviosa en los Andes peruanos de acuerdo al PISCO.	50
Figura 23: Inicio de la estación lluviosa en los Andes peruanos de acuerdo al CHIRPS.....	51
Figura 24: Inicio de la estación lluviosa en los Andes peruanos de acuerdo al TRMM.....	52
Figura 25: Inicio de la estación lluviosa en los Andes peruanos de acuerdo al ERA5.....	53
Figura 26: Fin de la estación lluviosa en los Andes peruanos de acuerdo al PISCO.	56
Figura 27: Fin de la estación lluviosa en los Andes peruanos de acuerdo al CHIRPS.....	57
Figura 28: Fin de la estación lluviosa en los Andes peruanos de acuerdo al TRMM.....	58
Figura 29: Fin de la estación lluviosa en los Andes peruanos de acuerdo al ERA5	59
Figura 30: Duración de la estación lluviosa en los Andes peruanos de acuerdo al PISCO.	61
Figura 31: Duración de la estación lluviosa en los Andes peruanos de acuerdo al CHIRPS.....	62
Figura 32: Duración de la estación lluviosa en los Andes peruanos de acuerdo al TRMM.....	63
Figura 33: Duración de la estación lluviosa en los Andes peruanos de acuerdo al ERA5.....	64
Figura 34: Diagramas de violín más diagramas de caja del inicio de la estación lluviosa de acuerdo a las cuatro bases de datos empleadas. Los valores atípicos aparecen en color rojo.....	73
Figura 35: Diagramas de violín más diagramas de caja del fin de la estación lluviosa de acuerdo a las cuatro bases de datos empleadas. Los valores atípicos aparecen en color rojo.....	74

Figura 36: Diagramas de violín más diagramas de caja de la duración de la estación lluviosa de acuerdo a las cuatro bases de datos empleadas. Los valores atípicos aparecen en color rojo.	75
Figura 37: Valores atípicos (outliers) encontrados entre las cuatro bases de datos en el inicio (a), fin (b) y duración (c) de la estación lluviosa.....	76

ÍNDICE DE ANEXOS

Anexo 1: Precipitación media diaria climatológica (en columnas color azul) y la anomalía acumulada de la precipitación media diaria (línea roja) con los datos del ERA5, entre Cajamarca y Amazonas	91
Anexo 2: Correlograma del inicio, fin y duración de la estación lluviosa y variables geográficas y topográficas	93
Anexo 2.1: Correlograma - PISCO	93
Anexo 2.2: Correlograma - CHIRPS	94
Anexo 2.3: Correlograma - TRMM	95
Anexo 2.4: Correlograma – ERA5	96
Anexo 3: Scripts y códigos utilizados en CDO, GRADS y R, para obtener las fechas del inicio y fin de la estación lluviosa y determinar la duración	97
Anexo 3.1: Códigos en CDO para el preprocesamiento de los datos grillados.....	97
Anexo 3.2: Scripts en GrADS para el cálculo de la anomalía acumulada de la precipitación media diaria	99
Anexo 3.3: Scripts en R para la identificación de las fechas de inicio y fin de la estación lluviosa y la determinación de la duración ..	100
Anexo 3.4: Scripts en R para el recorte del área de estudio.....	104

RESUMEN

La sierra peruana se caracteriza por presentar un régimen anual de precipitación, el cual está usualmente asociado a un verano austral húmedo y a un invierno seco. La precipitación en esta región juega un papel muy importante para la economía de la sociedad peruana en su conjunto, así como para los diversos ecosistemas del país. En este sentido, se evaluó, a nivel diario, la precipitación de cuatro bases de datos grillados de precipitación, PISCO, CHIRPS, TRMM y ERA5, con el fin de identificar el inicio, fin y duración de la estación lluviosa; así como comparar los resultados entre las cuatro fuentes. Se identificó que el inicio de la estación lluviosa presenta una marcada distribución espacial, en sentido NO - SE, iniciándose primero en la vertiente oriental de los Andes y progresando lentamente hacia la vertiente occidental, en un periodo promedio de cinco meses. El fin de la estación lluviosa presenta una leve variabilidad espacial en sentido S - N y su establecimiento ocurre en un periodo menor, de tres meses en promedio. La duración de la estación lluviosa tiene una distribución espacial muy similar a la del inicio y varía entre 2 y 6 meses en promedio. La comparación entre las cuatro bases de datos reveló mayor similitud entre los resultados obtenidos del PISCO y CHIRPS; mientras que los resultados del ERA5 fueron los que se diferencian en mayor medida del resto de base de datos. Estos resultados pueden ser usados para mejorar los pronósticos estacionales de precipitación en los Andes peruanos, los cuales, a su vez, tienen gran implicancia en el desarrollo de las actividades socioeconómicas de la región, así como para la perduración de los ecosistemas del país.

PALABRAS CLAVE: estación lluviosa, Andes peruanos, datos grillados de precipitación

ABSTRACT

The Peruvian Andean mountains are characterized for present an annual precipitation regimen, which is associated with a wet austral summer and a dry winter. In this region, precipitation plays an important role for the economy of the entire Peruvian society, and for the diverse ecosystems of the country. This study evaluated daily precipitation information from four datasets, PISCO, CHIRPS, TRMM, and ERA5 in order to identify the climatological wet season timing, as well as compare the results among the four data sources. Results reveal that the wet season onset exhibits a well define spatial distribution, in NW – SE orientation, beginning first on the eastern slope of the Andes and progressing slowly towards the western slope, in an average period of five months. The end of the wet season presents a slight spatial variability in S – N direction, and the establishment of the dry season occurs in a shorter period, three months on average. The duration of the wet season has a spatial distribution very similar to the onset and varies between 2 to 6 months on average. Comparison between the four databases reveal greater similarity between the results obtained from PISCO and CHIRPS; while the results of the ERA5 were the ones that differ the most from the rest of the datasets. These results can be used to improve the forecasting of seasonal precipitation in the Peruvian Andes, which, in turn, have great implications for the development of socioeconomic activities in the region, as well as for the enduring of the country's ecosystems.

KEY WORDS: wet season, Peruvian Andes, gridded precipitation data

I. INTRODUCCIÓN

Los Andes peruanos, al igual que para muchos países juega un papel importante para la economía del país. Esta zona provee extensas áreas dedicadas a la agricultura, minería, ganadería, generación de energía eléctrica, entre otros (Denevish *et al.* 2012). Es así que según el último Censo Nacional Agropecuario (Instituto Nacional de Estadística e Informática [INEI], 2014) esta región registra el mayor porcentaje (57.5%) del total de tierras agropecuarias a nivel nacional, la mayoría de los cuales (72%) son cultivos transitorios (INEI, 2018), incluyendo a la papa nativa, el maíz choclo, el haba y la avena forrajera. Además, a nivel nacional, el 64.8 por ciento de la superficie agrícola carece de infraestructura de riego y las tierras son cultivadas exclusivamente durante la estación lluviosa, siendo la producción altamente dependiente del periodo lluvioso (INEI, 2018). Además, en la región andina, la actividad ganadera también es importante, concentrando el mayor porcentaje de los principales tipos de ganado a nivel nacional (INEI, 2014). Finalmente, la región muestra una enorme biodiversidad, la cual es reflejada en los variados ecosistemas que alberga, entre ellos la zona glaciaria, pero también es altamente diversa en lenguajes y culturas, las cuales guardan un gran conocimiento ancestral (Denevish *et al.* 2012).

Asimismo, como parte de los Andes centrales de Sudamérica, los Andes peruanos se caracterizan por presentar un marcado ciclo anual de precipitación, el cual está comúnmente asociado con un verano austral lluvioso y un invierno austral seco (Garreaud *et al.*, 2003). Durante la estación lluviosa, el agua proveniente de las precipitaciones contribuye al incremento de los reservorios, siendo empleada para el consumo doméstico, agricultura, ganadería, turismo, generación de energía eléctrica (hidroeléctricas) y otras actividades socioeconómicas (Vergara *et al.*, 2007; INEI, 2014; Drenkhan *et al.*, 2015; Ministerio del Ambiente [MINAM], 2018). Durante la estación seca, los glaciares ubicados en las zonas altoandinas, proveen el agua necesaria para realizar muchas de las actividades anteriormente mencionadas; sin embargo, estos glaciares tropicales son influenciados a su vez por las precipitaciones, principalmente las asociadas al inicio y fin de la estación lluviosa. (Wagnon

et al., 1999a y b; Francou *et al.*, 2003; Rabatel *et al.*, 2013; Sicart *et al.*, 2011; Drenkhan *et al.*, 2015; Kronenberg *et al.*, 2016).

En este contexto, resulta necesario definir cuándo exactamente inicia, termina y se extiende el periodo de lluvias a lo largo de los Andes, dada su importancia para las actividades socioeconómicas del país, así como para los ecosistemas, como son los glaciares. Es así que, la presente investigación identifica el periodo lluvioso a lo largo de los Andes peruanos usando datos grillados de precipitación, debido a la compleja orografía de los Andes y a la escasa cobertura espacial de estaciones meteorológicas en la región (Aybar *et al.*, 2019), y siguiendo la metodología desarrollada por Liebmann *et al.* (2001).

Los resultados obtenidos de esta investigación contribuirán a la mejor comprensión de la variabilidad espacial del inicio, fin y duración de la estación lluviosa en los Andes peruanos. Asimismo, apoyará al desarrollo de un mejor pronóstico estacional, lo cual favorecerá a diversos sectores socioeconómicos que dependen grandemente de las lluvias durante la estación lluviosa a través de la previsión y pronóstico oportuno. Este estudio también debe ser tomado en cuenta en investigaciones biológicas, ecológicas y glaciológicas, las cuales busquen entender la relación entre los diversos ecosistemas de los Andes y las características de la estación lluviosa en esta región.

El presente estudio se planteó un objetivo general y tres objetivos específicos:

Objetivo general:

- Identificar la estación lluviosa de los Andes peruanos usando datos grillados de precipitación para el periodo climático 1981 – 2011.

Objetivos específicos:

- Identificar las fechas de inicio y fin de la estación lluviosa en los Andes peruanos, así como, determinar la duración de la misma usando diferentes datos grillados de precipitación.

- Determinar la variabilidad espacial del inicio, fin y duración de la estación lluviosa entre los diferentes datos grillados usados en el estudio.
- Comparar los componentes de la estación lluviosa (inicio, fin y duración) entre los diferentes datos empleados en el estudio.

II. REVISIÓN DE LITERATURA

2.1 Estación lluviosa

También llamada estación húmeda. En ciertos tipos de clima se presenta como un periodo recurrente de uno o más meses durante los cuales la precipitación es máxima para una región dada. Lo opuesto, un periodo recurrente de uno o más meses en los cuales la precipitación es mínima en una región determinada se denomina estación seca (American Meteorological Society Glossary [AMS], 2020).

2.1.1 Métodos para identificar la estación lluviosa

Una de las principales metodologías planteadas para identificar la estación lluviosa, incluso el periodo del monzón es el uso de las péntadas. Introducido inicialmente por Kousky (1988), este método identifica el inicio y fin de la estación lluviosa a través de la construcción de una climatológica por cada cinco días de la radiación saliente de onda larga (OLR, por sus siglas en ingles) y adoptando un umbral de 240 Wm^{-2} , el cual es muy cercano al usado por Arkin y Meisner para estimar la precipitación usando datos de satélite geostacionario. Él definió la fecha de inicio de la estación húmeda como el día en que los valores de OLR fueron inferiores a 240 Wm^{-2} ; siempre que 10 de las 12 péntadas anteriores tengan valores OLR mayores que 240 Wm^{-2} , y que 10 de las 12 péntadas posteriores tengan valores OLR menores que 240 Wm^{-2} . Los criterios opuestos se aplicaron para definir la fecha de finalización de la estación húmeda.

El mismo método fue empleado por Marengo *et al.* (2001), pero en lugar de usar valores de OLR, los autores usaron una fuente de datos diferente, precipitación diaria de estaciones meteorológicas. Las fechas de inicio y fin de la estación lluviosa se determinaron promediando los valores de precipitación diaria de 5 días (péntadas) sobre la cuenca amazónica de Brasil. El umbral utilizado en este estudio fue de 4 mm/día. En este sentido, la fecha de inicio se definió como la péntada con una precipitación promedio diaria mayor de 4 mm/día, siempre que seis de las ocho péntadas anteriores tuviesen precipitaciones de

menos 3.5 mm/día, y que seis de las ocho péntadas posteriores tuviesen precipitaciones mayores a 4.5 mm/día.

Otro método, que no establece un umbral de precipitación, es el empleado por Cook & Heerdengen (2001), quienes identificaron las fechas de inicio y fin de la estación lluviosa en Australia a través del cálculo de la probabilidad de ocurrencia de períodos secos de 10 días, los cuales comienzan en cada día del año, expresados como un porcentaje del registro de 20 años. El período lluvioso se define cuando la probabilidad es menor a 0.5; mientras que, el período asociado al monzón de Australia se define cuando la probabilidad desciende a 0.1.

Finalmente, el método utilizado por Liebmann *et al.* (2001) y Liebmann *et al.* (2007) en América del Sur y más recientemente por Dunning *et al.* (2016) en África fue el escogido para ser usado en este estudio. Este método identifica el inicio y el final de la estación húmeda en función de la anomalía de precipitación media diaria acumulada. Por lo tanto, no utiliza un umbral, como otros métodos, identificando el inicio de la estación lluviosa como la fecha en que la precipitación media diaria supera su media anual, y el final como la fecha en que el valor de la precipitación media diaria es inferior a su media anual. Cabe mencionar que este es el mismo método utilizado por Jonaitis (2018) e Ita Vargas (2019) para evaluar la estación lluviosa en los Andes centrales durante las distintas fases del ENOS y los patrones sinópticos asociados a ella, respectivamente.

2.2 La Cordillera de los Andes

La palabra Andes proviene del vocablo quechua *anta* que significa cobre, debiendo su nombre a los diversos tonos cobrizos que presentan sus elevadas cumbres (Tauro del Pino, 2001). Localizada al este del anillo de Fuego del Pacífico en Sudamérica (Figura 1), la Cordillera de los Andes es la cadena montañosa más grande a nivel mundial con una longitud aproximada de 8000 Km desde Venezuela hasta Chile, y alcanzando su máxima amplitud de aproximadamente 650 Km entre Perú y Bolivia, alrededor de los 20°S. Su máxima elevación la alcanza sobre Argentina con 6962 m.s.n.m., cima del Monte Aconcagua. Asimismo, los Andes abarcan el 33 por ciento del área de las naciones andinas (Argentina, Bolivia, Chile, Colombia, Ecuador, Perú y Venezuela), ocupando más de 2 500 000 Km² y albergando una población cercana a los 85 millones de habitantes (45% del total de la población de los países mencionados) (Denevish *et al.*, 2012).

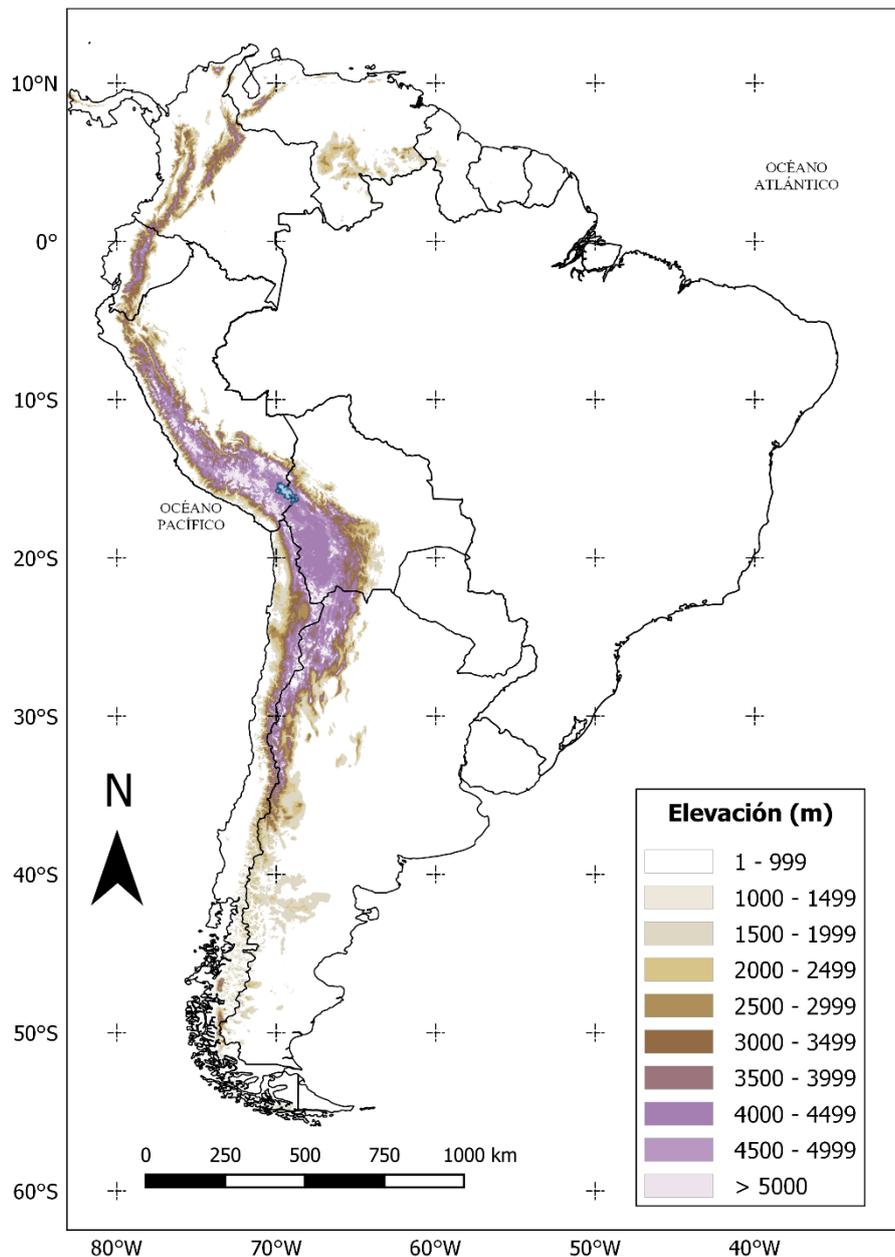


Figura 1: La Cordillera de los Andes. El relieve de la cordillera muestra el límite de 1000 m.s.n.m. definido por Denevish *et al.* (2012)

La Cordillera de los Andes juega un papel importante para la economía de las naciones, no solo provee amplias áreas dedicadas a la agricultura y recursos minerales, también es una fuente de agua para la agricultura, generación de energía eléctrica, consumo doméstico, y otras actividades socioeconómicas tanto para las comunidades andinas como para las grandes ciudades de Sudamérica. Además, la región es altamente diversa en biodiversidad, lenguajes y culturas, las cuales guardan un gran conocimiento ancestral, a menudo olvidado (Denevish *et al.*, 2012).

2.3 Los Andes Peruanos

2.3.1 Geografía

La Cordillera de los Andes atraviesa el país en dirección NNO, presentando una topografía áspera en la que sus ramales se bifurcan y posteriormente se vuelven a unir formando nuevas cadenas montañosas. En general, en el territorio peruano se distinguen tres mayores cordilleras, las cuales son: la Cordillera Occidental, al oeste; la Cordillera Central, en el medio; y la Cordillera Oriental, al este (Morales-Arno *et al.*, 2010) (Figura 2). Tauro del Pino (2001) detalla la localización y características de las mismas. Desde el sur, los Andes ingresa al Perú dividida en dos ramales, los cuales se unen en el nudo del Vilcanota y entre los cuales se extiende el Altiplano. El primer ramal es la Cordillera Occidental o Volcánica, que corre paralela a la costa peruana y en la que se encuentran volcanes, algunos activos, como el Tacora, el Omate, y el Ubinas, el Huayna-Putina, el Pichu Pichu, el Misti y el Chachani, El Ampato, el Coropuna y el Sara-Sara. El segundo ramal lo constituye la Cordillera Oriental o de Apolobamba, cuyos picos nevado dan origen a importantes ríos amazónicos. Desde el nudo del Vilcanota y en dirección NO el siguiente punto de encuentro de las cadenas montañosas es el nudo de Pasco, donde encontramos los picos de La Viuda (5300 m.s.n.m.), Meiggs (5357 m.s.n.m.), y Raura (5717 m.s.n.m.). De la Cordillera de Vilcanota u Occidental, que recorre entre los ríos Paucartambo y Vilcanota, se desprende la Cordillera de Carabaya; y entre ambas la Cordillera de Vilcabamba, la cual divide las aguas del río Apurímac y Vilcanota y se extiende hasta la Cordillera de Marcavalle. Por su parte, la Cordillera del Centro tiene su origen en los contrafuertes sobre la región Apurímac, separa los cauces de los ríos Mantaro y Apurímac y se une a las otras Cordillera en el nudo de Pasco. Desde este punto la Cordillera Occidental se bifurca dando paso a la Cordillera Negra y a la Cordillera Blanca, en la cual se ubica el pico más alto de los Andes peruanos, el nevado Huascarán con 6768 m.s.n.m., y entre las cuales se encuentra el Callejón de Huaylas, que al unirse forman la Cordillera de Pelagatos en La Libertad. De la Cordillera Central se desprende la Cordillera de Huayhuash, dividiendo las aguas de los ríos Marañón y Huallaga. La Cordillera Oriental que recorre entre los ríos Huallaga y Ucayali es atravesada por el río Marañón en el pongo de Manseriche, extendiéndose hacia el norte en tres ramales y separando los cauces del Cenepa, el Santiago, el Morona y el Pastaza.

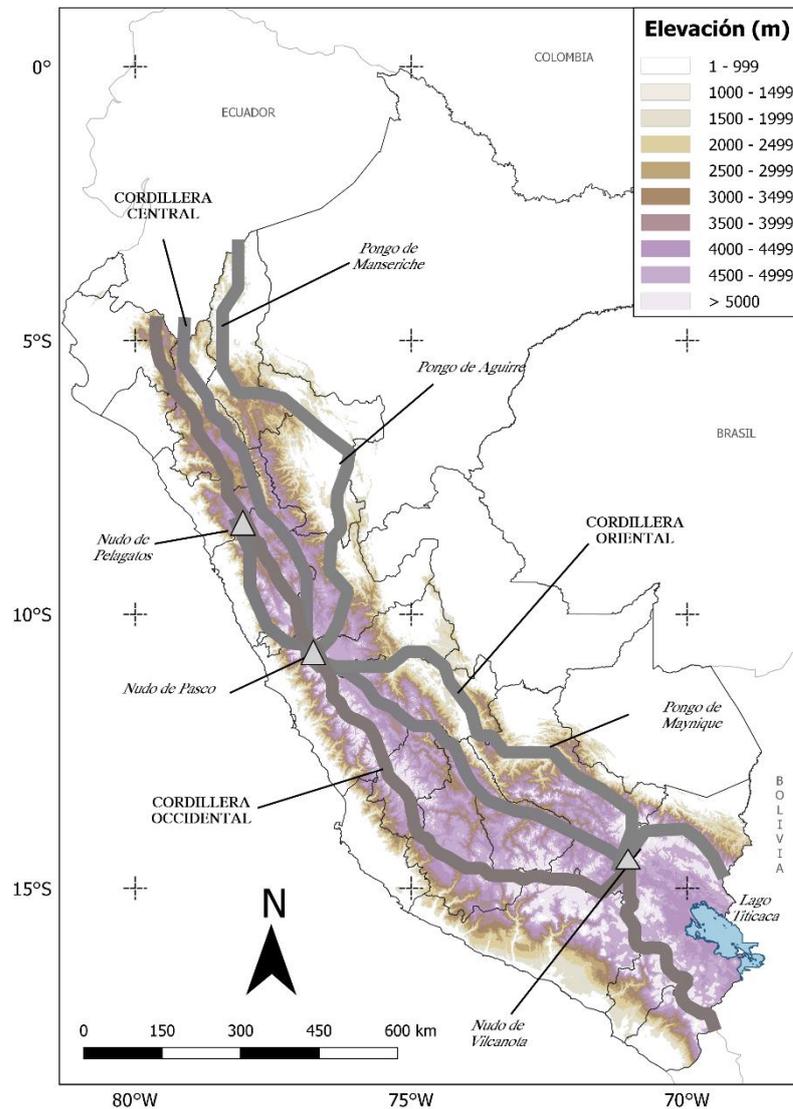


Figura 2: Cordilleras principales de los Andes peruanos. Adaptado de Morales-Arnan et al. (2010)

2.3.2 Regiones de los Andes Peruanos

A lo largo de los años se han propuesto diversas clasificaciones para caracterizar las regiones naturales, ecorregiones, ecosistemas y ecozonas del Perú. De acuerdo al Instituto Geográfico Nacional [IGN] (2016), una de las primeras divisiones considera a las regiones Costa, Sierra y Selva, la cual fue mencionada en los escritos del erudito Jesuita Bernabé Cobo hacia las primeras décadas de 1600 (Tauro del Pino, 2001). Según esta división, la región Sierra se extiende a lo largo de los Andes peruanos ocupando el 28.1 por ciento del territorio (Figura 3). De hecho, la configuración geográfica de esta región es determinada por la Cordillera de los Andes. Las otras regiones son la Costa, una larga franja desde Tumbes hasta Piura que representa el 11.6 por ciento del territorio nacional y está formada por valles, pampas,

desiertos, tablazos y contrafuertes andinos. Finalmente, la Selva ocupa el 60.3 por ciento de superficie territorial y es la región natural más extensa del Perú (IGN, 2016).

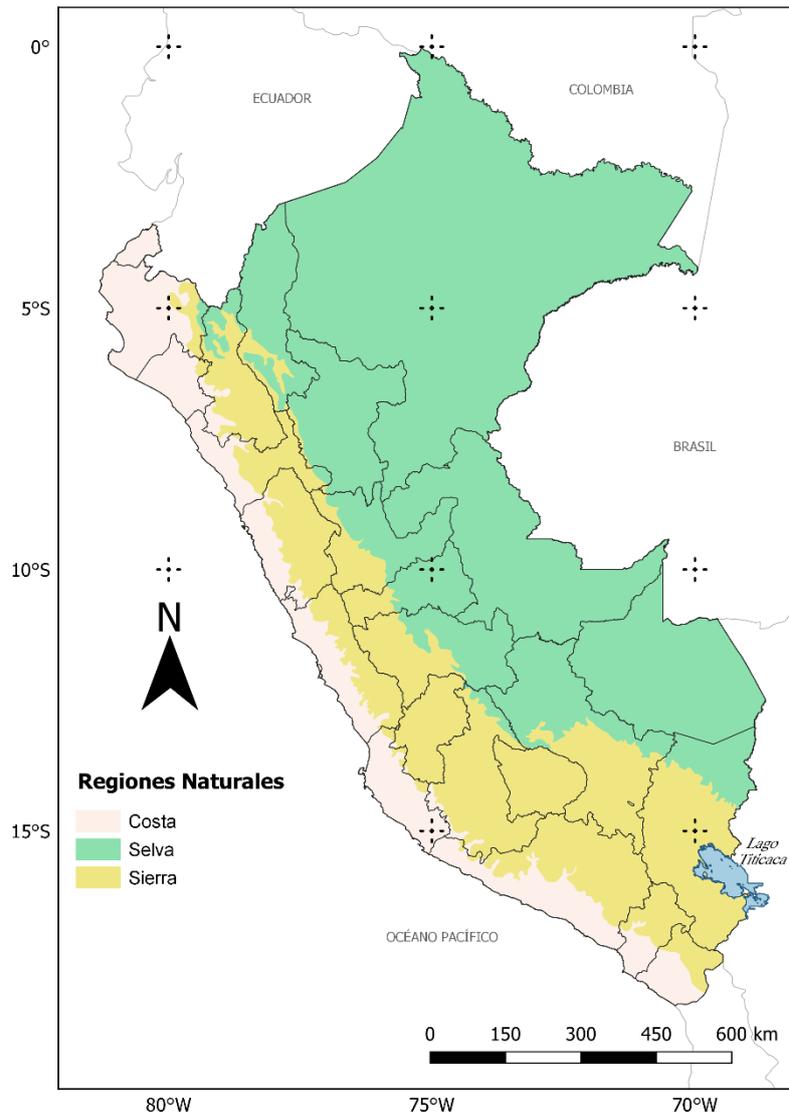


Figura 3: División tradicional del Perú. Adaptado de Tauro del Pino (2001)

Posteriormente, en el año de 1963, se aprobó la división propuesta por el geógrafo peruano Javier Pulgar Vidal puesto que la clasificación tradicional no se ajustaba a la realidad biogeográfica del país (IGN, 2016) (Figura 4). Esta división contempla ocho regiones: la región Chala o Costa (0 - 500 m.s.n.m.); la región Yunga o Quebrada (500 - 2300 m.s.n.m.); la región Quechua o Templada (2300 - 3500 m.s.n.m.); la región Suni o Jalca (3500 - 4000 m.s.n.m.); la región Puna o Altiplano (4000 - 4800 m.s.n.m.); la región Janca o Cordillera (4800 - 6768 m.s.n.m.); la región Rupa Rupa o Selva Alta (400 - 1000 m.s.n.m.); y la región Omagua o Selva Baja (80 - 400 m.s.n.m.) (Pulgar Vidal, 2014).

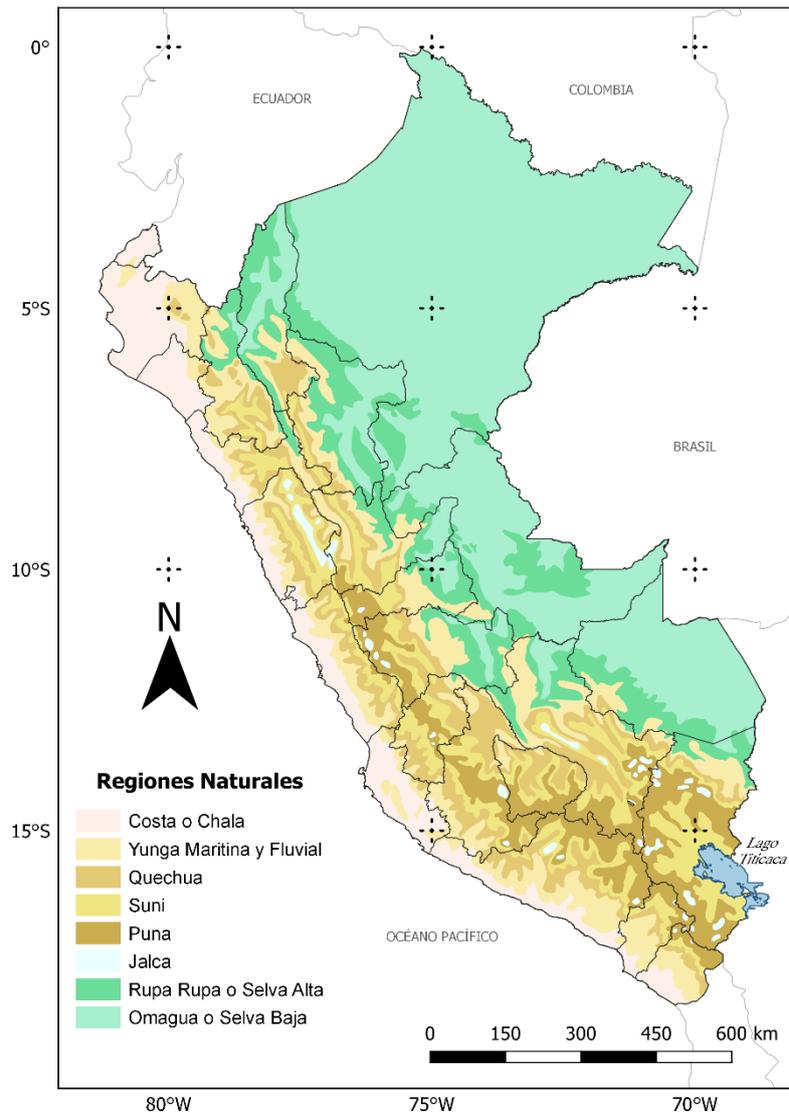


Figura 4: Regiones naturales del Perú, de acuerdo a la clasificación de Pulgar Vidal. Adaptado de Pulgar Vidal (2014)

Más reciente, el Ambientalista Antonio Brack Egg, propondría una nueva división del territorio peruano, la cual comprende 11 ecorregiones, incluyendo al Mar Tropical, frente a las costas de Tumbes y Piura; el Mar Frío de la Corriente Peruana, desde Tacna hasta Pariñas; el Desierto Costero del Pacífico Peruano, desde Tumbes hasta Tacna; el Bosque Seco Ecuatorial, ubicado entre Tumbes, Piura y Lambayeque; el Bosque Tropical del Pacífico, localizado en el interior de Tumbes; la Serranía Esteparia, ubicada entre los 1000 y 3800 m.s.n.m.; el Páramo, entre Piura y Cajamarca sobre los 3500 m.s.n.m.; la Puna, localizada sobre los 3800 m.s.n.m. - al sur del Páramo; la Selva Alta o Yungas, sobre la llanura amazónica y considerada la zona más lluviosa del país; la Selva Baja o Bosque

Tropical Amazónico, la zona más diversa del mundo; y la Sabana de Palmeras, al oriente de Madre de Dios (Tauro del Pino, 2001) (Figura 5).

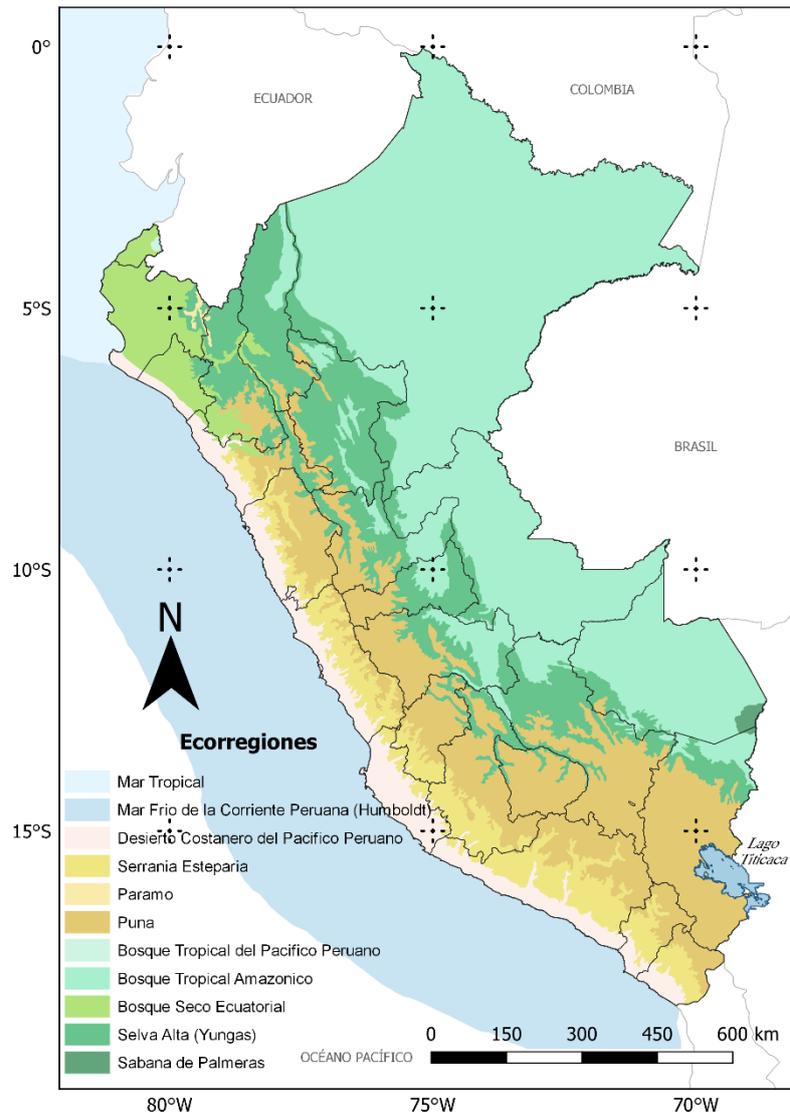


Figura 5: Ecorregiones del Perú, de acuerdo a la clasificación de Antonio Brack Egg. FUENTE: MINAM (2016)

Por su parte, en la Memoria Descriptiva del Mapa de Ecozonas. Inventario Nacional Forestal y de Fauna Silvestre (INFFS) – Perú, elaborada por el Ministerio de Agricultura [MINAGRI] y el MINAM (2016) establece seis ecozonas, la costa, la sierra, selva alta accesible, selva alta difícil, selva baja e hidromórfica (Figura 6). La ecozona sierra se extiende desde los 2.000 m.s.n.m. en la zona occidental hasta los más de 6.000 m.s.n.m. en

las zonas nivales, y culmina hacia el oriente, cercano a los 3.800 m.s.n.m. en el límite con los bosques húmedos de la selva.

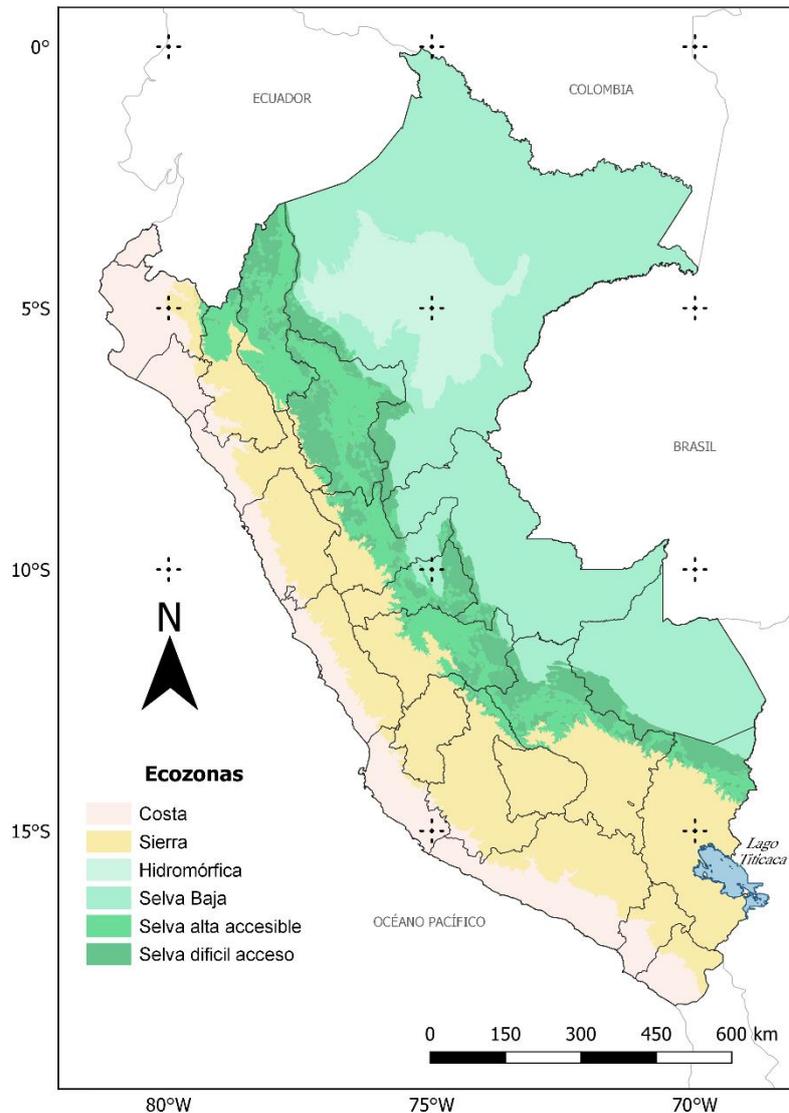


Figura 6: Ecozonas del Perú. FUENTE: MINAGRI & MINAM (2016)

Adicionalmente, de acuerdo al MINAGRI & MINAM (2016) la región andina del país está conformada por los siguientes ecosistemas: el páramo, el pajonal de puna seca, el pajonal de puna húmeda, el bofedal, la zona periglaciaria y glaciaria, la jalca, el bosque relicto altoandino, el bosque relicto montano de vertiente occidental (Tabla 1), el bosque relicto mesoandino, el bosque estacionalmente seco interandino y el matorral andino. De estos ecosistemas, la zona periglaciaria y glaciaria, la cual está distribuida a lo largo de 19 cordilleras y cubre una superficie de 1,298,59 Km² (Autoridad Nacional del Agua [ANA], 2014), es una de las más afectadas por las variaciones en el comportamiento de las precipitaciones,

principalmente por el inicio y fin de la estación lluviosa (Wagnon *et al.*, 1999a y b; Francou *et al.*, 2003; Rabatel *et al.*, 2013; Sicart *et al.*, 2011; Drenkhan *et al.*, 2015; Kronenberg *et al.*, 2016).

Tabla 1: Ecosistemas de la región Andina respecto al total nacional

Ecosistema	Simbología	Superficie	
		ha	%
Páramo	Pa	82,948.54	0.06
Pajonal de puna seca	Pjps	4,887,186.88	3.78
Pajonal de puna húmeda	Pjph	11,981,914.03	9.26
Bofedal	Bo	548,174.41	0.42
Zona periglaciaria y glaciaria	Zp-gla	2,959,578.37	2.29
Jalca	Jal	1,340,320.57	1.04
Bosque relicto altoandino	Cr-a	156,973.41	0.12
Bosque relicto montano de vertiente occidental	Cr-mvoc	90,703.86	0.07
Bosque relicto mesoandino	Br-ma	24,964.55	0.02
Bosque estacionalmente seco interandino	Bes-in	535,871.60	0.41
Matorral andino	Ma	10,304,035.94	7.96

Adaptado del mapa nacional de ecosistemas del Perú (MINAM, 2016)

2.3.3 Aspecto Socioeconómico de los Andes Peruanos

De acuerdo al último censo nacional del INEI publicado en el año 2018 la sierra del Perú cuenta con 8 millones 268 mil 183 habitantes lo que representa el 28.1 por ciento del total nacional. Contrario a las regiones de la costa y la selva, en los últimos 77 años, la población de la sierra se ha reducido considerablemente. En 1940 la población del Perú era mayoritariamente andina con un 65.0 por ciento del total nacional; mientras que, en 2017, pasó a representar sólo el 28.1 por ciento (Figura 7). Respecto a la tasa de crecimiento promedio anual, entre los censos de 2007 y 2017, la sierra muestra una variación negativa con una tasa de -5.7 por ciento, es decir, una tasa de crecimiento promedio anual negativa de -0.6 por ciento. A pesar de esta tasa poblacional negativa, en la serranía peruana se

desarrollan importantes actividades socioeconómicas como la agricultura, hidroeléctrica, minería, turismo, etc. Asimismo, la sierra peruana es hogar de importantes áreas glaciares que durante la época seca proveen el agua necesaria para las diferentes actividades antes mencionadas (Drenkhan *et al.*, 2015). La región es, además, dueña de un vasto conocimiento ancestral por parte de las comunidades altoandinas, por lo cual los Andes también poseen un aspecto cultural valioso para el país.

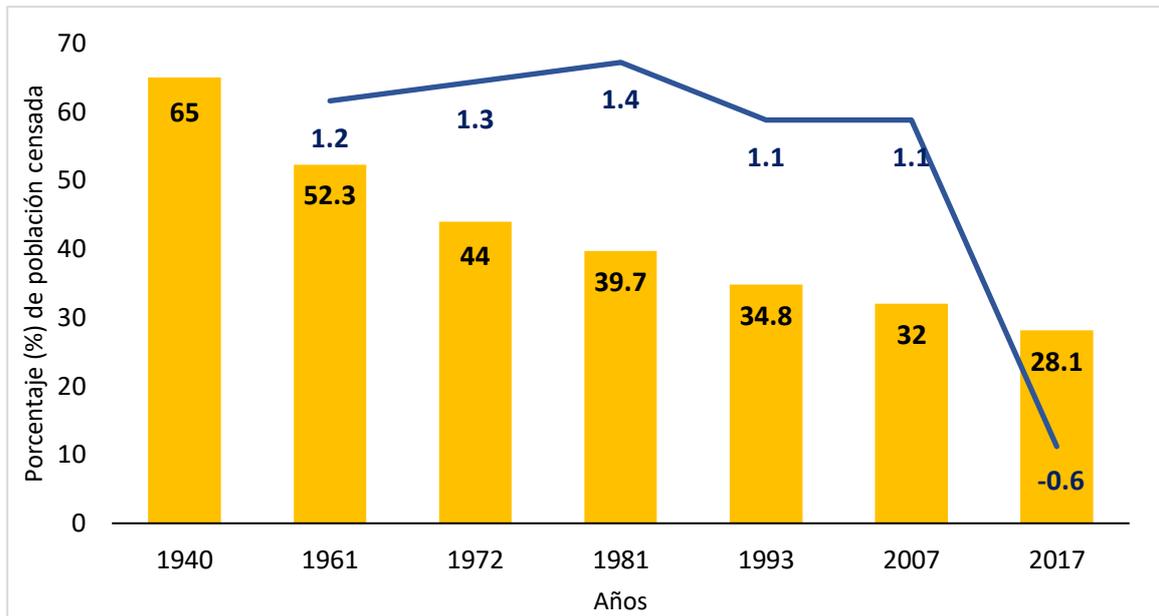


Figura 7: Evolución de la distribución porcentual de la población censada en la sierra del Perú entre 1940 – 2017 (columnas amarillas) y la tasa de crecimiento promedio anual entre cada periodo.

Adaptado del INEI (2018)

Según el Censo Nacional Agropecuario (INEI, 2014) esta región registra el mayor porcentaje (57.5%) del total de tierras agropecuarias a nivel nacional, lo cual representa 22,226,271 Ha (Figura 8a). Asimismo, la sierra peruana posee la mayor superficie de tierras dedicadas al cultivo (46.3%), con 3,296,008 Ha (Figura 8b). Por otro lado, la superficie no agrícola en la sierra, la cual alberga tierras con pastos naturales, montes, bosques y otra clase de tierras como las ocupadas por viviendas, instalaciones pecuarias, terrenos eriazos, caminos, roquedales, etc. representa el 60.0 por ciento (18,973,263 Ha) del total nacional (Figura 8c). Además, el censo reveló que durante la campaña agrícola 2011 – 2012 trabajaron de manera permanente 2 millones 455 mil 919 personas. De ese total, el 60.1 por ciento (1,476,442 personas) lo hicieron en la sierra peruana. Respecto al tipo de cultivo, la sierra registra el mayor porcentaje de tierras con cultivos transitorios, aquellos cuyo ciclo

de crecimiento es menor a 12 meses y cuyas plantas son destruidas después de la cosecha; sin embargo, también presenta un 28.6 por ciento de cultivos permanentes, cultivos cuyo ciclo vegetativo es mayor a un año, totalizando entre ambos 1,495,207 Ha. Cabe mencionar que entre los principales cultivos permanentes están el maíz amarillo duro, el maíz amiláceo, la papa blanca, la papa nativa, el maíz choclo, la avena forrajera, la papa amarilla y el haba. Por otro lado, a nivel nacional, el 64.8 por ciento de la superficie agrícola carece de infraestructura de riego y las tierras son cultivadas durante la estación lluviosa (Figura 9a). En la costa, el porcentaje de tierras bajo riego agrícola es de 52.0 por ciento mientras que en la sierra es de 42.7 por ciento y en la selva, de sólo 5.3 por ciento (Figura 9b).

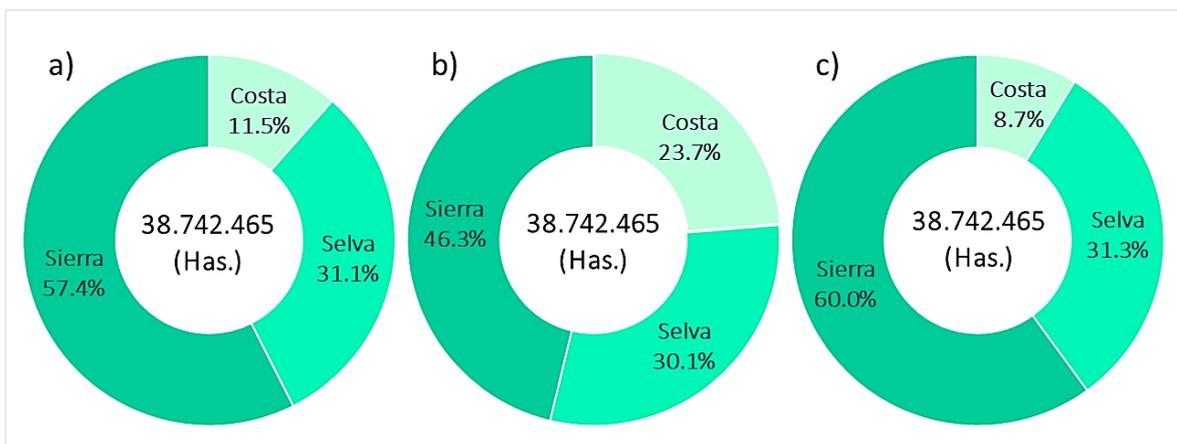


Figura 8: a) Distribución de la superficie agropecuaria total b) distribución de la superficie agrícola y c) distribución de la superficie no agrícola según región natural. Adaptado de INEI (2018)

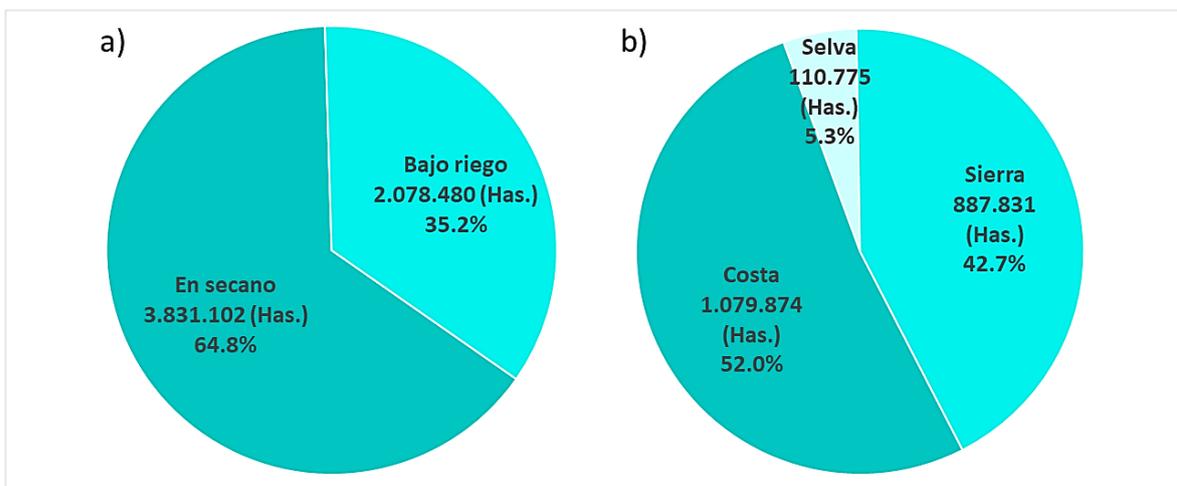


Figura 9: a) Superficie agrícola bajo riego y en seco, 2012. b) Superficie agrícola bajo riego según región natural, 2012. Adaptado de INEI (2018)

Respecto al ganado vacuno, en 2012 el 74.4 por ciento de la población de ganado vacuno a nivel nacional se concentró en la sierra con un total de 3,713,417 cabezas de ganado; el ganado ovino en la región es muy superior al de la costa y selva, representando el 94.1 por ciento del total nacional con 8,610,428 ejemplares; el 57.4 por ciento del ganado porcino a nivel nacional se encuentra en la sierra con 1,113,132 cabezas y; finalmente, el 100 por ciento de la población de alpacas a nivel nacional se encuentra en la sierra, totalizando 3,467,225 ejemplares. La crianza de aves, si bien no es parte de la actividad ganadera, también es una práctica generalizada a nivel de crianza familiar en la sierra del país, totalizando 6,027,004 aves en el año 2012 y representando el 97.6 por ciento de la crianza de aves a nivel familiar.

Las centrales hidroeléctricas en el Perú están mayoritariamente ubicadas a lo largo de los Andes y representan el 36.0 por ciento del total de la potencia instalada (MW) de las centrales eléctricas a nivel nacional, siendo la segunda fuente en importancia después de las centrales térmicas que representan el 62.0 por ciento. Asimismo, la producción energética (GW.h) de origen hidráulico representa el 55 por ciento a nivel nacional, siendo superior al de las centrales térmicas (42%) (MINAM, 2018). La producción de energía eléctrica no es constante todo el año; de hecho, estas alcanzan su mayor producción entre los meses de verano, cuando el caudal de los ríos se incrementa debido al incremento de la precipitación en los Andes; durante la estación seca, es el agua proveniente de los glaciares son los que contribuyen en gran medida a la producción de energía eléctrica; por ejemplo, en la central hidroeléctrica de Cañón del Pato en Áncash, el agua proveniente de los glaciares provee más del 40.0 por ciento de aguas para la producción hidroeléctrica durante la estación seca (Drenkhan *et al.*, 2015; MINAM, 2018).

La precipitación durante la estación lluviosa también contribuye a incrementar el agua de los reservorios que además de la agricultura, ganadería y otras actividades, son usadas en el ámbito urbano y para el consumo doméstico. Es importante mencionar que, a pesar de la tasa negativa de crecimiento poblacional de la sierra, la precipitación que se producen en los Andes, así como el agua del deshielo de los glaciares, son también importantes para las grandes ciudades costeras ubicadas corriente abajo, las cuales presentan una tasa de crecimiento anual positiva desde 1940 (INEI, 2018). Respecto a ello, Drenkhan *et al.* (2015)

concluye que existe la necesidad de mejorar la infraestructura y los planes de manejo del agua en vista a las variaciones demográficas del país.

Finalmente, existen elementos culturales y creencias sobre el agua en los Andes, los cuales han generado diferentes hábitos de consumo, usos del recurso, patrones de establecimiento y convivencia. Asimismo, las percepciones culturales alrededor del agua también determinan el tipo de cultivo, ganado, la organización de la comunidad campesina, entre otros. Saberes ancestrales sobre la previsión de lluvias existen y aún son practicadas en diferentes zonas de la sierra, por comunidades altoandinas que dependen en gran medida de las lluvias para su producción agrícola y ganadera (Drenkhan *et al.*, 2015; Vuille *et al.*, 2018).

2.4 Naturaleza de la Precipitación en los Andes Peruanos

La presencia de la cordillera de los Andes a lo largo de Sudamérica modifica las circulaciones atmosféricas, lo cual genera diversos fenómenos a mesoescala y a escala sinóptica sobre el continente; asimismo, los Andes son responsable del marcado contraste climático entre las vertientes occidental y oriental de la cordillera. Tal es así que entre los 5 y 35°S, condiciones relativamente frías y áridas son características de la costa del Pacífico, así como de las laderas occidentales de los Andes; mientras que, condiciones cálidas, húmedas y lluviosas prevalecen sobre las laderas orientales de la cordillera. Este contraste se revierte al sur de los 35°S (Garreaud *et al.*, 2009). Sin embargo, el régimen de la precipitación no es el mismo en la zona tropical y subtropical de Sudamérica. Kaser (2001) define dos zonas en los trópicos, la zona interior del trópico (inner tropics en inglés) y la zona exterior de los trópicos (outer tropics). En la primera área se encuentran a grosso modo Venezuela, Colombia y Ecuador; mientras que en la segunda zona se encuentran Perú y Bolivia. La principal diferencia entre estas dos zonas está en el régimen de la precipitación, la zona interior del trópico se caracteriza por tener condiciones de humedad y precipitación continuas durante el año; mientras que, la zona exterior del trópico posee un régimen de precipitación anual, es decir, presenta una estación lluviosa durante el año. Además, esta última zona se caracteriza por ser una zona intermedia entre los trópicos, propiamente dichos y los subtrópicos, exhibiendo condiciones tropicales durante la época de lluvias y condiciones subtropicales durante la época seca.

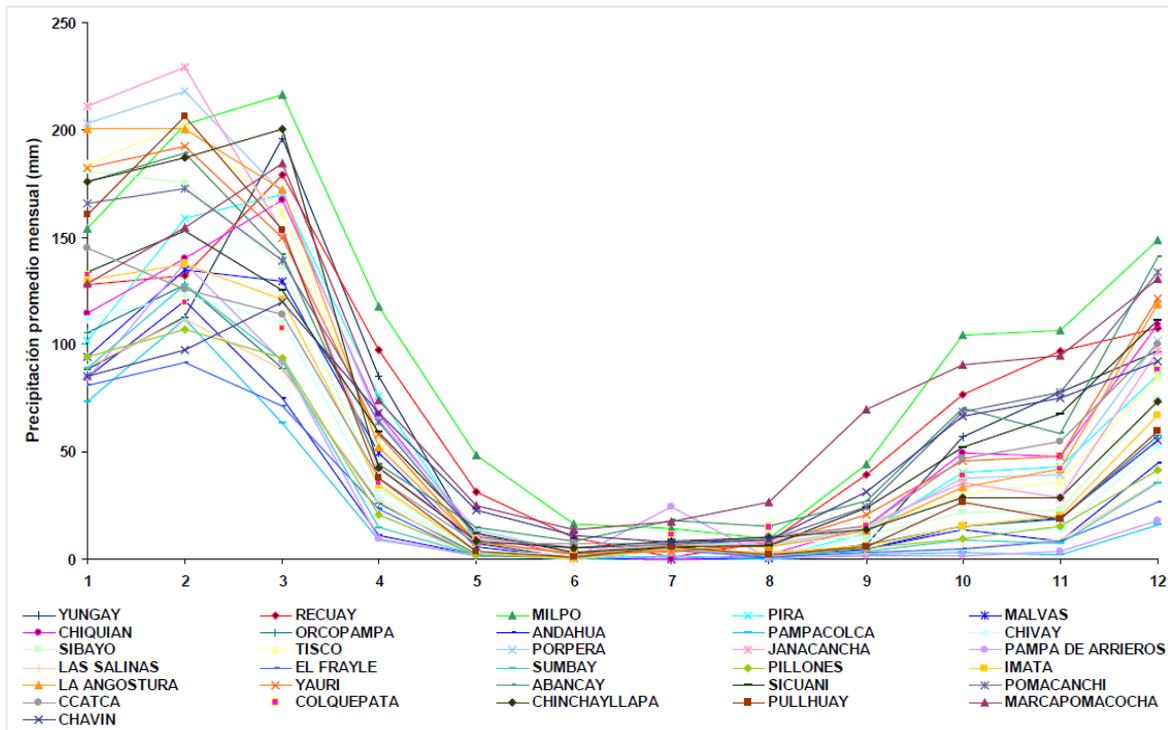


Figura 10: Régimen pluviométrico estacional en las 31 estaciones in situ, en el eje X se presentan los meses de 1 (enero) hasta 12 (diciembre). FUENTE: Rau Rau & Condom (2010)

Dada su ubicación, los Andes peruanos presentan un régimen de precipitación anual. Rau & Condom (2010), encontraron que el comportamiento de las lluvias en los Andes peruanos, en zonas sobre los 3000 m.s.n.m., es marcadamente estacional con precipitaciones medias mensuales cercanos o iguales a 0 mm en los meses de junio, julio y agosto, y con valores mensuales máximos de precipitaciones de alrededor 200 mm en el mes de enero en zonas del sur del Perú como Apurímac y Urubamba (Figura 10). Asimismo, Lavado *et al.* (2012) también describió la estacionalidad de las precipitaciones en estaciones meteorológicas ubicadas en las regiones andinas de las cuencas de los ríos Huallaga y Ucayali, las cuales registran el 38, 28, 11 y 24 por ciento de la precipitación anual en las estaciones de verano, otoño, invierno y primavera, respectivamente. Otros estudios realizados sobre los Andes centrales de Sudamérica (Lenters & Cook, 1999; Vuille, 1999; Garreaud *et al.*, 2003), también describen un marcado ciclo estacional asociadas a un verano austral lluvioso e invierno austral seco. Por su parte Perry *et al.* (2013) menciona que, en la Cordillera Vilcanota, la precipitación media anual alcanzó los 697 mm entre los años de 2004 a 2010, de este acumulado, más del 50 por ciento ocurrió durante el verano austral (diciembre, enero y febrero) y solo el 1 – 2 por ciento de la precipitación media anual ocurrió durante el invierno austral (junio, julio y agosto). Además, en un estudio realizado entre Perú y Bolivia,

Andrade (Ed.) (2018) encontró que el 80 por ciento de la precipitación anual ocurre entre los meses de noviembre y abril, en lo que él denomina periodo húmedo extendido; mientras que el 20 por ciento restante ocurren entre los meses de mayo y octubre (periodo seco extendido). Lo anterior descrito coincide con las normales climáticas de precipitación presentadas por el Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología del Perú (SENAMHI) en 2018 (Figura 11). Se puede apreciar que los trimestres de junio, julio y agosto (JJA) y setiembre, octubre y noviembre (SON) son los trimestres que presentan menores acumulados de precipitación, variando entre los 0 y 50 mm durante el trimestre JJA y entre 25 mm, y entre 25 y 200 mm durante el trimestre SON. Precisamente, es en este último trimestre cuando la precipitación empieza a incrementarse, lo cual se ve reflejado en el incremento de la precipitación en la vertiente oriental de la cordillera y la presencia de montos puntuales, entre los 200 y 300 mm en sectores de Cajamarca y Puno. El trimestre de diciembre, enero y febrero (DEF) es el que presentan mayores montos de precipitación a lo largo de los Andes, alcanzando valores superiores a los 500 mm, principalmente en la vertiente oriental de la cordillera, e incluso en la vertiente occidental de la zona norte del país; esta región aún mantiene altos acumulados durante el trimestre marzo, abril y mayo (MAM), con algunos valores puntuales entre los 700 y 800 mm, mientras se observa una disminución de la precipitación en el resto de la cordillera peruana.

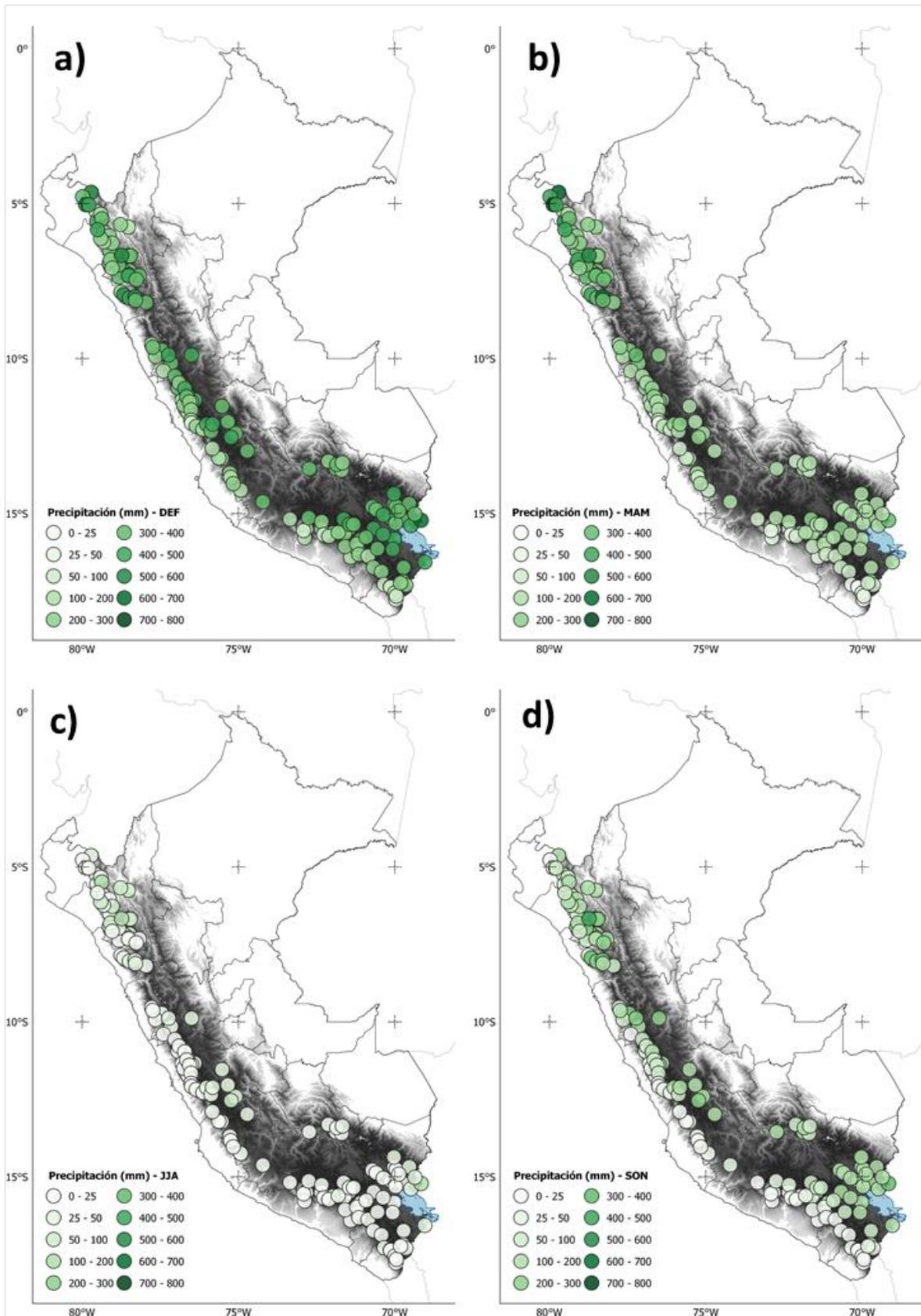


Figura 11: Precipitación acumulada (mm) de acuerdo a los trimestres a) DEF, b) MAM, c) JJA y d) SON. Adaptado de SENAMHI (2018)

2.4.1 Verano

La precipitación en los Andes peruanos se caracteriza por presentar una variabilidad espacial. Lavado *et al.* (2012) señala que la precipitación decrece hacia las laderas occidentales y hacia el sur de las regiones montañosas en las cuencas de los ríos Huallaga y Ucayali; además los autores indican que los valores máximos y mínimos de precipitación están influenciados por la topografía de la región y por la exposición de las estaciones meteorológicas, por ejemplo, altos valores de precipitación se registran en los valles orientados hacia el norte, lo cual favorece el ingreso de humedad de los vientos Alisios, lo contrario ocurre en con las estaciones localizadas a sotavento, las cuales están protegidas de la advección de humedad desde la Amazonia. El acumulado durante el trimestre DEF muestra los mayores montos de precipitación a lo largo de los Andes, con valores sobre los 100 mm en la vertiente occidental de la sierra sur y hasta los 700 mm en la vertiente oriental sur y zonas puntuales de la sierra norte (SENAMHI, 2018).

A escala subestacional diversos estudios señalan que, durante los meses de verano, inclusive en primavera, la precipitación sobre el Altiplano Sudamericano y regiones adyacentes es de carácter episódico con periodos de lluvias de alrededor una a dos semanas separados por períodos secos de similar duración (Lenters & Cook, 1999; Vuille, 1999; Garreaud *et al.*, 2003; Andrade (Ed.), 2018; Guy *et al.*, 2019). A escala diaria la precipitación en los Andes del sur del Perú es de carácter bimodal, presentando dos máximas, una en horas de la tarde alrededor de las 16:00 hora local, y el segundo alrededor de la medianoche (Perry *et al.*, 2013, 2017; Chávez & Takahashi, 2017; Junquas *et al.*, 2017; Endries *et al.*, 2018) (Figura 12). La naturaleza de los dos máximos de precipitación es diferente; la precipitación en horas de la tarde es principalmente convectiva, producto del calentamiento termal de los Andes; mientras que, la precipitación nocturna está asociada a una estructura estratiforme y su origen parece estar relacionado con los complejos convectivos de mesoescala ubicados cuesta abajo de la ladera este de los Andes, aproximadamente sobre los 700 m.s.n.m., cuya sección de nubosidad tipo estrato se extiende cuesta arriba de las montañas andinas (Perry *et al.*, 2017; Chávez & Takahashi, 2017; Endries *et al.*, 2018). Además, dichos complejos convectivos, suelen presentarse con mayor intensidad bajo condiciones del jet de bajos niveles de al este de los Andes (SALLJ por sus siglas en inglés), cuya máxima intensidad también ocurre en hora de la noche (Romatschke & Houze, 2010; Chávez & Takahashi, 2017; Junquas *et al.*, 2017).

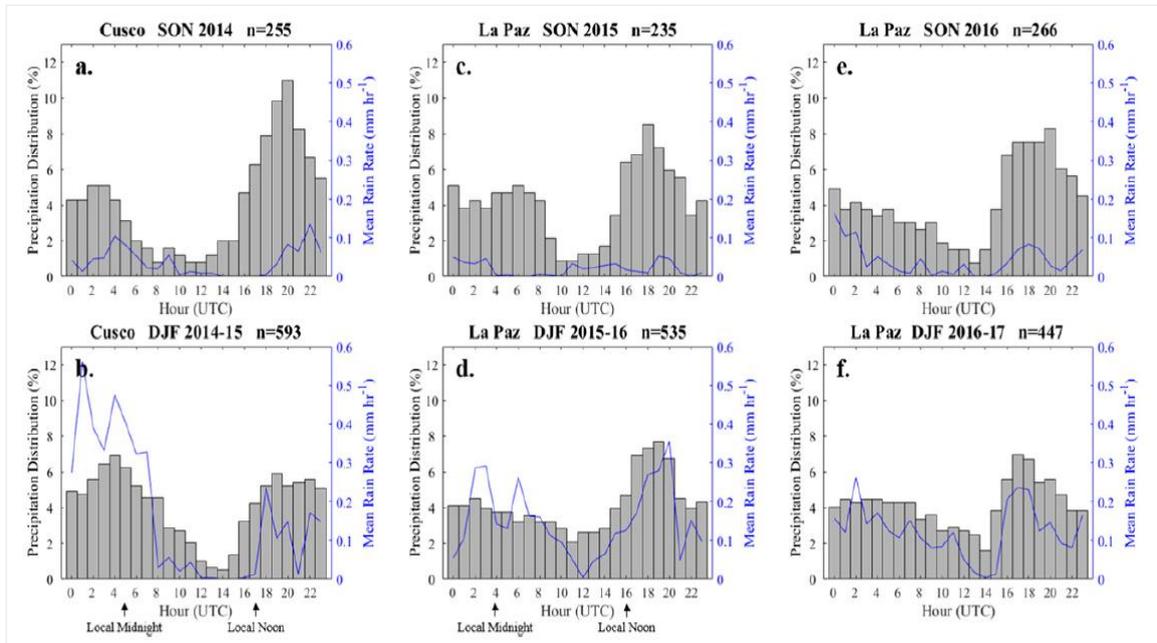


Figura 12: Distribución horaria de la precipitación detectada por el MMR (Radar) en Cusco (set. 2014 – feb. 2015, 189 eventos) durante a) SON 2014 y DEF 2014-15 y en La Paz (oct. 2015 – feb. 2017, 347 eventos; set. 2016 – feb. 2017, 104 eventos) durante c) SON 2015, d) DEF 2015-16, e) SON 2016, y f) DEF 2016-17; resultados se muestran en las barras de color gris. La línea azul es la precipitación media horaria acumulada medida en SPZO, Cusco y en la ubicación de la estación meteorológica en La Paz. Aquí, n = el número de horas en la muestra mostrada en cada histograma. FUENTE: Endries *et al.* (2018)

2.4.2 Invierno

De acuerdo a Guilford *et al.* (1991) durante la estación de invierno, las precipitaciones son escasas en la sierra peruana, salvo por precipitaciones aisladas principalmente en la vertiente oriental de la cordillera. Los meses más secos son julio y agosto; sin embargo, precipitaciones sólidas son comunes en las zonas elevadas de los Andes peruanos (Figura 13), en las cuales se distinguen el graupel (gránulos de nieve parecidos al granizo, pero más suaves en consistencia), la nieve y a veces aguanieve (Perry *et al.*, 2017). La “intensidad” de las nevadas varía desde las ligeras hasta las tempestades de nieve, las cuales se suelen presentar a mayor altitud. De acuerdo a Gálvez Chavarri *et al.* (2016), en los Andes de Perú, Bolivia y sur de Ecuador es común tener montos mensuales de precipitación por debajo de los 20 mm en invierno, más aún, en la vertiente occidental de la cordillera, los acumulados mensuales suelen estar por debajo de los 5 mm. De acuerdo a las normales de SENAMHI (2018) durante el trimestre JJA, la precipitación varía mayoritariamente entre 0 y 25 mm,

con algunos montos entre 25 y 50 mm en la vertiente oriental sur y sectores de la sierra norte.

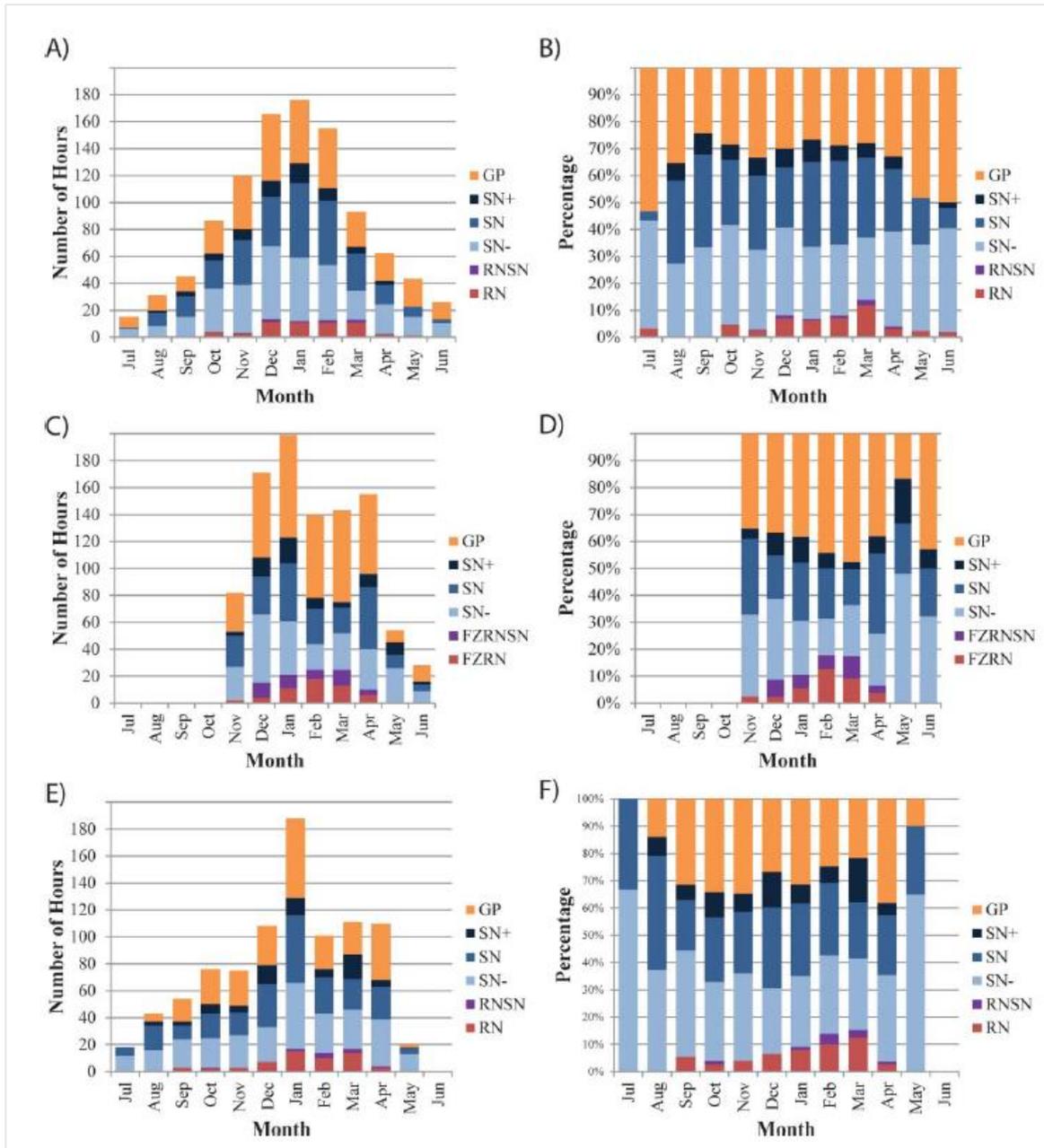


Figura 13: Número de horas de precipitación por mes en (A, B) Murmurani Alto; (C, D) Quelccaya; y (E, F) Chacaltaya. GP = graupel; SN+ = nieve fuerte; SN = nieve moderada; SN- = nieve ligera; RNSN = mezcla de agua y nieve; RN = lluvia. Periodo de observación en Murmurani Alto es desde el 1 julio 2012 al 30 de Julio de 2014; en Quelccaya es del 4 de noviembre de 2014 al 30 de junio de 2015; y para Chacaltaya es del 1 de diciembre de 2014 al 30 de noviembre de 2015. FUENTE: Perry *et al.* (2017)

Quispe Vega (2017), al analizar las nevadas registradas en estaciones meteorológicas en los Andes peruanos, determinó que el mayor registro de nevadas ocurrió en la estación de Ananea (Puno) con un total de 615 días de nevadas registradas entre el 2004 y 2013; mientras que, el menor registro, se presentó en la vertiente occidental de los Andes, en las estaciones de Cabanaconde (3379 msnm) y Toquepala (3420 msnm). Respecto a la frecuencia de nevadas, Quispe Vega (2017), también menciona que la mayor frecuencia de nevadas ocurre en verano, especialmente en la sierra central; mientras que, la sierra sur presenta una mayor frecuencia de nevadas durante el invierno. Tal es así que, en la vertiente occidental central del país y en la vertiente oriental del sur del país se suelen presentar de 5 a más de 6 eventos/mes en los meses de diciembre, enero, febrero y marzo, y entre 3 a 4 eventos/mes en la vertiente occidental sur, en los meses enero y febrero. Los meses con menor frecuencia, en la sierra central, son los meses de mayo, junio y julio con 1 a 2 eventos/mes. Sin embargo, tomando en cuenta el porcentaje de eventos, es la sierra sur del país, la que registra el porcentaje más alto de eventos de nevadas entre los años 2004 y 2013. Asimismo, Quispe Vega (2017) menciona que la variación interanual de la ocurrencia de nevadas sobre los Andes peruanos está relacionada con eventos La Niña, categorizados de acuerdo al Oceanic Niño Index (ONI), lo cual está relacionado con el enfriamiento general de la atmósfera y el incremento de humedad desde la Amazonia.

2.5 Patrones Sinópticos Asociados con las Precipitaciones en los Andes del Perú

2.5.1 Verano

Durante el verano austral, la liberación de calor latente producto de la convección sobre la Amazonia propicia el desarrollo de la Alta de Bolivia (AB), una circulación anticiclónica en niveles altos cuyo centro, durante esta estación, se ubica aproximadamente en los 15°S y 65°W; asimismo, al este de este sistema, sobre el noreste de Brasil, se ubica una circulación ciclónica conocida como la Vaguada al Noreste de Brasil (VNEB) (Lenters & Cook, 1995, 1999). Con el establecimiento del AB también se produce el desplazamiento hacia el sur del Jet Subtropical, que a su vez favorece la expansión hacia el sur del cinturón ecuatorial de vientos del este, los cuales prevalecerán en los niveles altos y medios durante la estación de verano, transportando humedad desde la Amazonia hasta los Andes centrales (Garreaud *et al.*, 2003). Asimismo, otro sistema sinóptico característico de esta estación es el Jet de Bajos Niveles al Este de los Andes (SALLJ por sus siglas en inglés), este sistema de vientos máximos alrededor de los 1500 m.s.n.m., transporta humedad desde la zona tropical del

continente hacia latitudes medias, favoreciendo las lluvias hacia la región de El Chaco, pero también transporta humedad hacia los Andes peruanos, especialmente en la zona sur (Romatschke & Houze 2010; Perry et al., 2013, 2017; Guy et al., 2019; Chávez & Takahashi, 2017; Junquas et al., 2017). Chávez & Takahashi (2017) y Romatschke & Houze (2010) también sugieren la existencia de una relación entre la precipitación nocturna en esa región y el pico máximo del SALLJ que ocurre en horas de la noche y además es más frecuente y alcanza su máxima extensión al este de los Andes en verano (Marengo *et al.*, 2004). Por su parte Junquas *et al.*, (2017) menciona que el transporte de humedad, asociado al SALLJ, hacia la zona norte de los Andes centrales (NCA, por sus siglas en inglés) es canalizado a través del valle del río Apurímac y la humedad es distribuida a lo largo de esa área. Además, sostiene que las circulaciones locales (vientos anabáticos y catabáticos) actúan sobre este flujo generando condiciones propicias para el desarrollo de las precipitaciones a una escala diaria. Además de la contribución de humedad del SALLJ, recientes estudios señalan que existe una contribución de humedad desde la cuenca del Pacífico (HCP) para los procesos de precipitación en la sierra sur del país, incluso en la zona oriental de la cordillera (Perry et al., 2013, 2017; Junquas *et al.*, 2017).

A escala intraestacional, Lenters & Cook (1999) describen tres patrones sinópticos asociados a la precipitación. El primero de ellos es una baja presión localizada al sureste del altiplano ya sea en forma de la baja del Chaco o como un sistema ciclónico que se propaga más hacia el sur; el segundo, es un sistema de vientos del norte que recorre al este de los Andes centrales y cuyos vientos confluyen en el flanco este del sistema de baja presión localizada al sureste de Sudamérica y; finalmente, el desplazamiento hacia el oeste de Sudamérica de la Zona de Convergencia del Atlántico Sur (ZCAS). Por su parte Guy *et al.*, (2019) menciona que un patrón de dipolo de humedad en el continente conocido como el South American See-Saw está relacionado con los periodos húmedos y secos propios de la estación lluviosa en las zonas altas de las cordilleras Vilcanota (Perú) y Real (Bolivia), lo cual a su vez se corresponde con las fases activas y no activas del SAMS. Finalmente es importante mencionar que las incursiones extratropicales (IET) también se asocian a la variabilidad de las precipitaciones en la sierra central y sur del país (Romatschke & Houze 2010; Junquas *et al.*, 2017). La Figura 14 es una ilustración de la ubicación de las circulaciones sinópticas mencionadas.

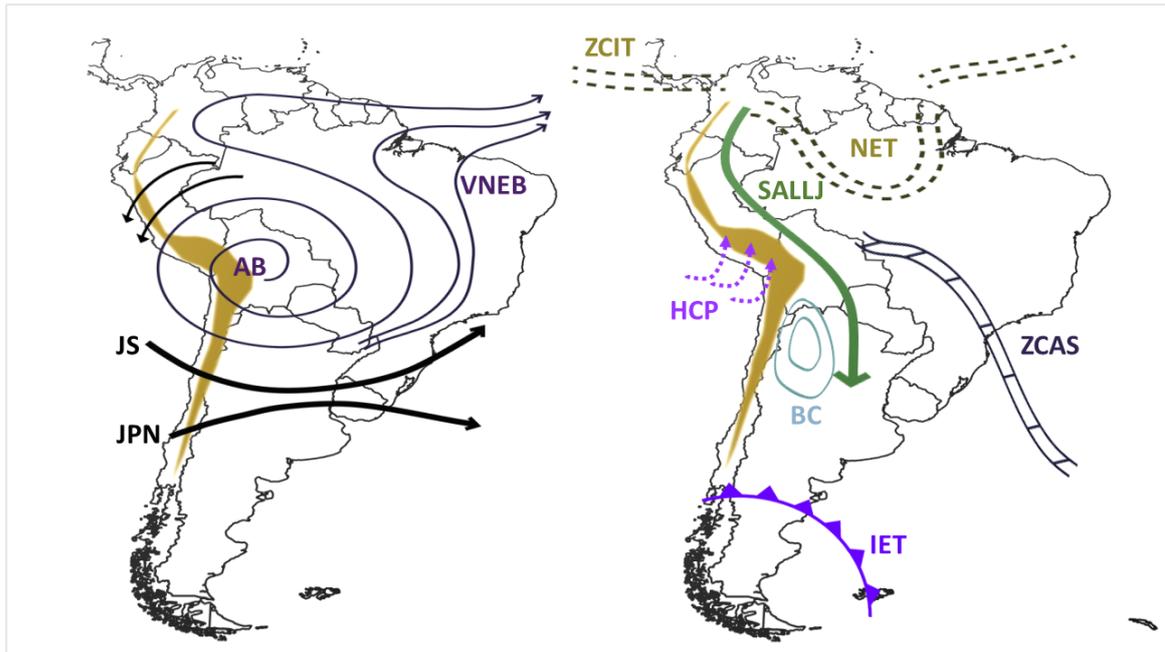


Figura 14: Patrones sinópticos asociados a la ocurrencia de precipitaciones durante el verano (DEF) en niveles altos (izquierda) y en niveles bajos (derecha). Elaboración propia

2.5.2 Invierno

Durante esta estación, los vientos del oeste dominan la circulación en niveles medios y altos de atmósfera sobre el Altiplano entre mayo y octubre, restringiendo la humedad cercana a la superficie a valores inferiores a 2 gKg^{-1} , la cual no apoya el desarrollo de la precipitación; incluso Guildford *et al.* (1999), sostiene que vientos de componente oeste están presentes desde abril hasta octubre en los niveles de 300 y 200 hPa al sur de los 10°S . No obstante, el 5 por ciento del tiempo se presentan vientos del este los cuales se asocian a eventos húmedos en esta área (Garreaud *et al.*, 2003). Los vientos de oeste son permanentes durante todo el año al sur de los 40°S ; y a latitudes medias, estos vientos alcanzan su máxima velocidad (el jet stream) en la troposfera alta, el cual, alcanza su máxima intensidad y su posición más al norte (27°S) durante el invierno y a principios de la primavera (Garreaud *et al.*, 2003; Garreaud *et al.*, 2009).

Asimismo, de acuerdo a Gálvez Chavarri *et al.* (2016), a pesar de que la humedad en la Amazonia está restringida durante el invierno, las precipitaciones que se presentan sobre los Andes en esta estación son favorecidas por el ingreso de vaguadas de altura abierta o de núcleo cerrado, Depresión Aislada en Niveles Altos (DANA) por el norte de Chile. Estas circulaciones disminuyen la presión atmosférica en superficie mientras atraen vientos desde

la Amazonia en niveles medio y bajo. Quispe Vega (2017) también menciona a las DANAs como la circulación atmosférica que favorece las nevadas en la sierra sur; señalando que, este sistema no estaría asociado a las nevadas que se presentan en la sierra central del país, pues estas son más frecuentes en veranos. Asimismo, menciona que la DANA se debe encontrar en la etapa de segregación para generar nevadas en los Andes del sur del país. La figura 15 es una ilustración de las circulaciones mencionadas en este apartado.

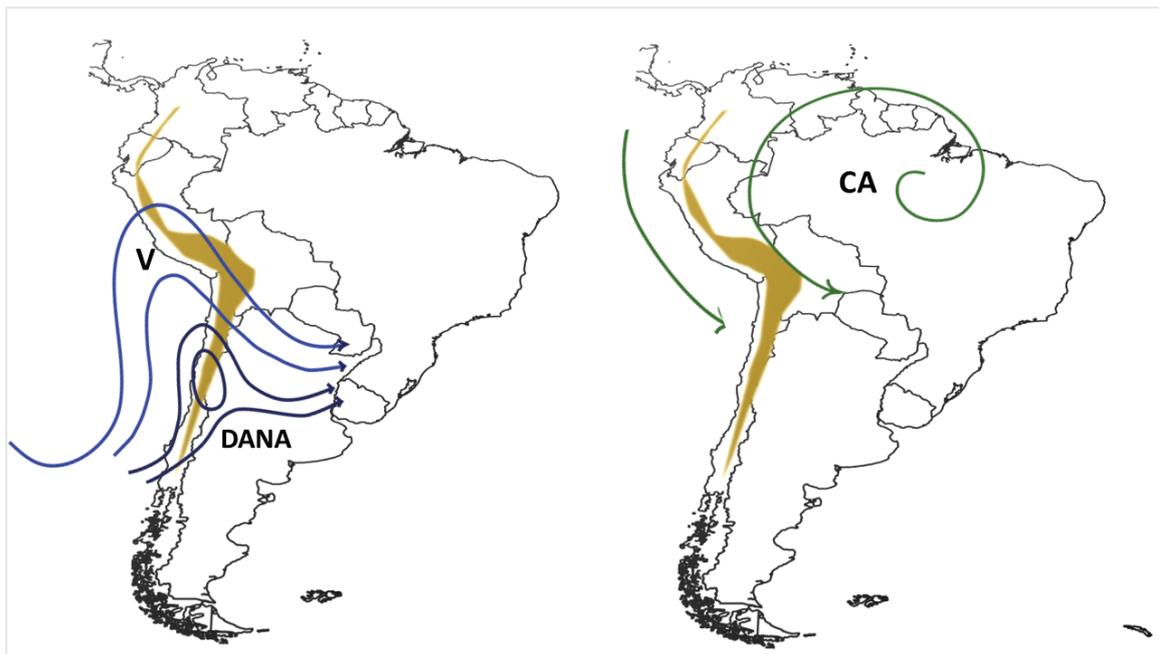


Figura 15: Patrones sinópticos asociados a la ocurrencia de precipitaciones durante el invierno (JJA) en niveles altos (izquierda) y en niveles bajos (derecha). Adaptado de Quispe Vega (2017)

2.6 Datos grillados de Precipitación

2.6.1 PISCOp

Peruvian Interpolated data of SENAMHI's Climatological and Hydrological Observations, por sus siglas en inglés, es un producto, relativamente nuevo, de precipitación grillada disponible para el Perú. PISCOp, en su versión 2.1, ha sido desarrollado para el periodo 1981 hasta la actualidad posee una resolución espacial de 0.1° y está disponible tanto a escala diaria como a escala mensual. El algoritmo utilizado para la generación de estos datos está basado en métodos geoestadísticos y determinísticos de interpolación. Asimismo, las tres fuentes de datos de este producto son: 1) el conjunto de datos de los pluviómetros a nivel nacional, los cuales han sido sometidos a un control de calidad, 2) la climatología de la precipitación obtenida conjuntamente de radares y pluviómetros y 3) datos del CHIRP (The

Climate Hazards Group Infrared Precipitation) (Aybar *et al.*, 2019). La performance del producto ha sido evaluada por los autores del mismo, señalando que los mejores resultados han sido obtenidos en la costa Pacífica y en la ladera occidental de la cordillera de los Andes.

2.6.2 TRMM

The Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) Multisatellite Precipitation Analysis (TMPA) por sus siglas en inglés es un conjunto de datos diseñado que combina la precipitación estimada de múltiples satélites, así como de pluviómetros, cuando esto es posible. TRMM – TMPA posee una resolución espacial de 0.25° latitud/longitud; mientras cubre el área de 50°N - 50°S. Estos datos cubren el periodo de 1998 hasta la actualidad; sin embargo, la misión concluyó en el 15 de abril de 2015. Asimismo, los datos están disponibles a escala horaria (cada 3 horas), diaria y mensual (Huffman *et al.*, 2017). TRMM poseía cinco instrumentos los cuales hacían posible la generación de estos datos: 1) un trisensor de precipitación (PR, TMI y VIRS) y otros dos instrumentos (LIS y CERES). A lo largo de los años, estos datos han sido el soporte operacional para diversas aplicaciones, entre ellas para el monitoreo de inundaciones y sequías.

2.6.3 CHIRPS

The Climate Hazard Infrared Precipitation with Stations, también conocido como CHIRPS, es un conjunto de datos grillados de precipitación construido sobre técnicas inteligentes de interpolación, el cual estima los datos de lluvia basado en observación de la duración de nubes clasificadas como frías (infrared cloud cloud duration CCD). CHIRPS posee una resolución espacial de 0.05° y cubre el área de 50°N - 50°S. Asimismo, estos datos están disponibles a escala diaria, pentadal y mensual desde 1981 hasta el presente. Para configurar la precipitación del CHIRPS se usan datos del TIR, pluviómetros, datos climatológicos a nivel mensual de precipitación del CHPClim y datos de precipitación de la versión 2 del Climate Forecast System de la NOAA (CFSv2).

2.6.4 ERA5

ERA5 es un nuevo reanálisis atmosférico global, el cual es producido por el Centro Europeo de Pronósticos Meteorológicos a Medio Plazo (ECMWF por sus siglas en inglés). Actualmente, este reanálisis global cubre el periodo desde el 1 de enero de 1979 hasta la actualidad, y presenta una resolución espacial, superior a otros reanálisis, de 31 Km. Con

respecto a la precipitación, la resolución temporal del modelo es de una hora, siendo uno de las mejores resoluciones actualmente disponibles (Copernicus Climate Change Service [C3S], 2017).

2.7 Correlación espacial de Pearson o Pearson Pattern Correlation (PPC)

La correlación espacial es el coeficiente de correlación lineal producto-momento Pearson entre dos variables, que son respectivamente los valores de la misma variable en la misma ubicación (latitud, longitud, por ejemplo) en dos mapas diferentes. Estos mapas pueden ser de tiempos distintos, diferentes niveles en la dirección vertical, para comparar el pronóstico y valores observados, etc. (NCAR Command Language [NCL], 2019)

El coeficiente de correlación de Pearson mide el grado de relación lineal entre dos variables. Sus valores varían entre -1 y $+1$. La primera representa una relación negativa (cuando una variable tiende a aumentar, la otra disminuye); mientras que la segunda representa una relación positiva (las dos variables tienden a aumentar o disminuir al mismo tiempo). Un valor cercano a 0, simboliza una relación débil entre las dos variables (Wilks, 2006, p 50-55).

Una de las formas de ver la correlación de Pearson es como la relación como de la covarianza muestral de las dos variables con el producto de las dos desviaciones estándar.

$$r_{xy} = \frac{Cov(x, y)}{S_x S_y} = \frac{\frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n [(x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})]}{[\frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2]^{1/2} [\frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2]^{1/2}} \quad (1)$$

Otra forma de ver al coeficiente de correlación de Pearson se produce al mover las constantes de escala en el denominador (las desviaciones estándar), dentro de la suma del numerador:

$$r_{xy} = \frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n \left[\frac{(x_i - \bar{x})}{S_x} \frac{(y_i - \bar{y})}{S_y} \right] = \frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n Z_{x_i} Z_{y_i} \quad (2)$$

Donde:

x_i : cada uno de los valores de la muestra

\bar{x} : media de la muestra para la primera variable

S_x : desviación estándar para la primera variable

\bar{y} : media de la muestra para la segunda variable

S_y : desviación estándar para la segunda variable

n : número de datos

Además, para determinar la aceptación o rechazo de la hipótesis nula se suele usar el valor de p (p-value, en inglés), el cual “es la probabilidad específica de que ocurra el valor observado del estadístico de prueba, junto con todos los demás valores posibles del estadístico de prueba que son al menos tan desfavorables para la hipótesis nula (de acuerdo con la distribución nula)” (Wilks, 2006, p. 133). Para el coeficiente de correlación de Pearson:

$$H_0: r_{xy} = 0$$

$$H_A: r_{xy} \neq 0$$

Un valor p pequeño indica que la hipótesis nula es falsa, lo cual nos llevaría a concluir que el coeficiente de correlación es diferente de cero y que existe una relación lineal. Comúnmente se establece un valor de 0.05, es decir un $\alpha = 0.05$ (nivel de confianza de 95%) (Wilks, 2006, p. 133).

El valor p para el coeficiente de correlación de Pearson utiliza la distribución t (Sugg, 2018).

$$t = \frac{r_{xy}\sqrt{n-2}}{\sqrt{1-r_{xy}^2}} \quad (3)$$

Donde:

El valor p es $2 \times P(T > t)$, donde T sigue una distribución t con $n - 2$ grados de libertad.

2.8 Error Absoluto Medio (EAM)

Es una medida escalar de precisión del pronóstico utilizada entre datos continuos. El EAM es el promedio aritmético del valor absoluto de las diferencias entre los miembros de cada par.

$$EAM = \frac{1}{N} \sum_{k=1}^n |y_k - o_k| \quad (4)$$

Donde $(y_k - o_k)$ es el k^{th} de n pares de pronóstico y observaciones Si el valor de EAM es cero el pronóstico es perfecto, y se incrementa en valor cuando las discrepancias entre el pronóstico y las observaciones se hacen largas. (Wilks, 2006, P. 278-279).

2.9 Desviación Estándar

La desviación estándar es una medida de dispersión, la cual indica qué tan dispersos están los datos con respecto a la media. Mientras mayor sea la desviación estándar, mayor será la dispersión de los datos. El símbolo s se utiliza para representar la desviación estándar de una muestra (Wilks, 2006, p.27). El cálculo de este estadístico es el siguiente:

$$s = \sqrt{\frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2} \quad (5)$$

Donde:

x_i : cada uno de los valores de la muestra

\bar{x} : promedio de la muestra

n : tamaño de la muestra

2.10 Diagramas de Caja

El diagrama de caja es un gráfico que se utiliza para representar una variable numérica. Permite visualizar la distribución, grado de asimetría, los valores extremos y la ubicación de la mediana de un conjunto de datos (Wilks, 2006, p. 30)

En el diagrama (Figura 16), el primer y tercer cuartil delimitan el rectángulo rojo, y la línea dentro de la misma corresponde a la mediana o segundo cuartil. Los dos brazos o bigotes que empiezan en el primer y tercer cuartil, terminan en el mínimo y máximo valor, respectivamente. Finalmente, los valores atípicos o extremos, se muestran separados de los bigotes, representados por puntos aislados.

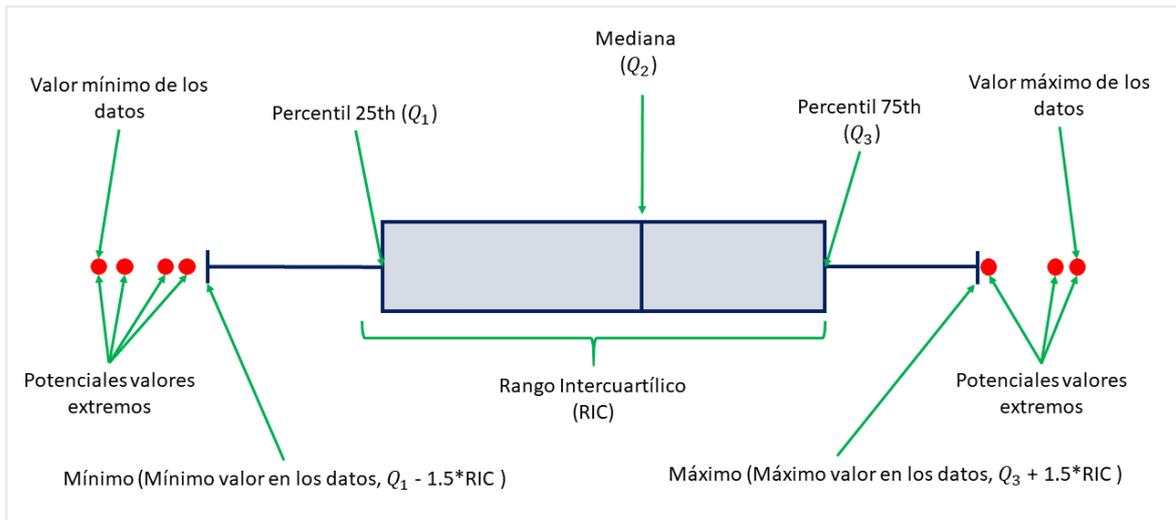


Figura 16: Anatomía del diagrama de caja. Adaptado de Holtz (2018)

2.11 Diagramas de violín

El diagrama de violín es un híbrido del diagrama de cajas y del gráfico de densidad de Kernel, se utiliza para visualizar la distribución de los datos y su densidad de probabilidad. Este gráfico es una combinación del diagrama de cajas y de un diagrama de densidad girado y colocado a ambos lados, a fin de mostrar la distribución de los datos, por ejemplo, si un conjunto de datos es unimodal, bimodal multimodal (Ribecca, 2020)

En el siguiente diagrama (Figura 17), la línea negra gruesa en el centro representa el intervalo intercuartil, la línea negra fina que se extiende a lo largo del diagrama, representa el 95 por ciento de los intervalos de confianza, y el punto blanco es la mediana.

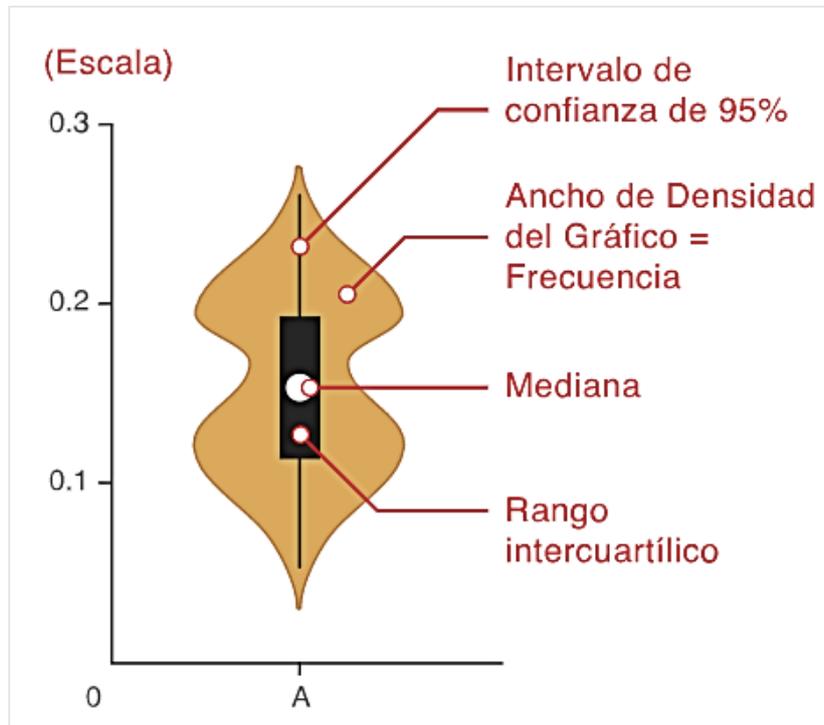


Figura 17: Anatomía del diagrama de violín. FUENTE: Ribbecca (2020)

III. METODOLOGÍA

3.1 Área de estudio

El área de estudio es la región andina del Perú, la cual para nuestros fines es la región denominada ecozona sierra por el MINAGRI & MINAM (2016), la cual se extiende sobre los 2000 m.s.n.m. en la vertiente occidental de la cordillera, y culmina cerca a los 3800 m.s.n.m. en el límite con los bosques húmedos de la selva (Figura 18). La delimitación de esta región se encuentra en la web institucional del Ministerio del Ambiente; sin embargo, este fue modificado dado que presentaba objetos espaciales externos a la ecozona sierra.

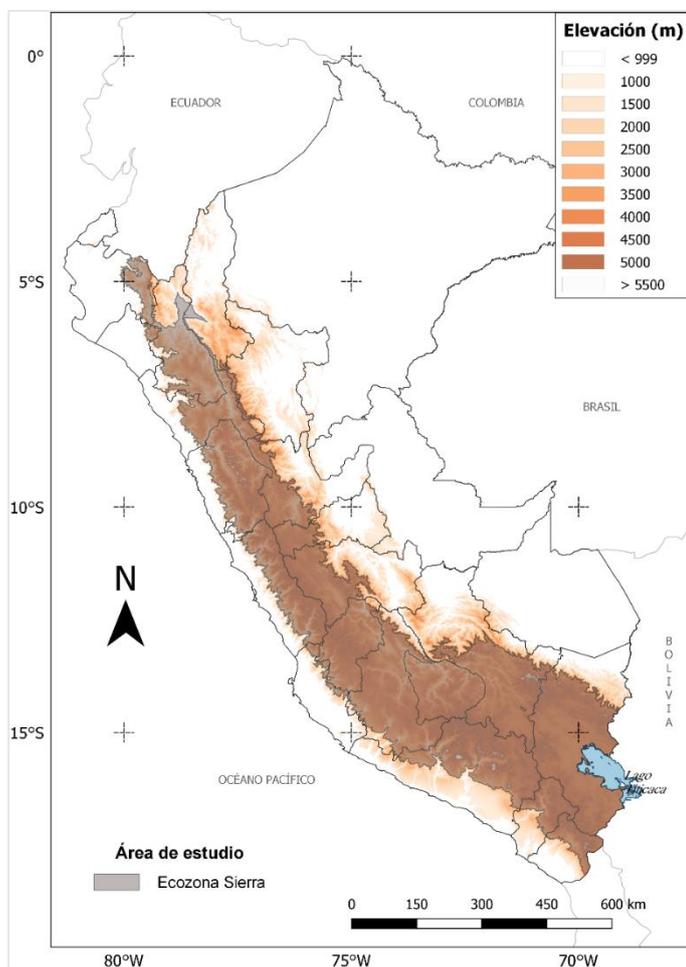


Figura 18: Área de estudio, los Andes Peruanos definido como la ecozona sierra. Adaptado del MINAGRI & MINAM (2016)

3.2 Materiales

3.2.1 Datos grillados de precipitación

Para la determinación de la estación lluviosa se utilizarán múltiples datos grillados de precipitación, los cuales están especificados en la Tabla 2. El empleo de datos grillados de precipitación obedece a que, si bien las observaciones “in situ” son de suma importancia para la realización de estudios climáticos, los registros históricos presentan problemas en relación a su calidad, siendo algo común en estaciones alrededor del mundo, incluyendo a las peruanas (Hunziker *et al.*, 2017). Asimismo, la gran variabilidad espacial, junto con una heterogénea y dispersa distribución de las estaciones meteorológicas a nivel nacional (Aybar *et al.*, 2019) en la compleja orografía de los Andes peruanos hacen necesario el uso de otras fuentes de datos a fin de asegurar un mejor análisis de la variabilidad espacial del inicio, fin y duración de la estación lluviosa. Finalmente, el cálculo año a año del método seleccionado requiere un registro diario completo de las precipitaciones, lo cual solo se asegura al trabajar con datos grillados de precipitación como los descritos en la Tabla 2.

Tabla 2: Datos grillados de precipitación diaria usado en el presente trabajo

Datos	Resolución Espacial	Periodo usado	Referencia
PISCOp	0.1°	01/07/1981 – 30/06/2011	Aybar <i>et al.</i> (2019)
CHIRPS	0.05°	01/07/1981 – 30/06/2011	Funk <i>et al.</i> (2015)
TRMM 3B42	0.25°	01/07/1998 – 30/06/2014	Huffman <i>et al.</i> (2007)
ERA5	0.25°	01/07/1981 – 30/06/2011	C3S (2017)

3.2.2 Programas estadísticos y de visualización

Entre los programas que se emplearán para la ejecución del presente trabajo se encuentran:

- CDO (Climate Data Operator), versión 1.9.6
- GrADS (Grid Analysis and Display System), versión 2.1.a2.oga.1
- RStudio, versión 3.6.0
- Qgis Desktop. Versión 3.6.3
- Indesigne

3.2.3 Otros Materiales

- Computadora
- Disco duro externo
- Útiles de oficina

3.3 Métodos

3.3.1 Identificación de las fechas de inicio y fin de la estación lluviosa y determinación de la duración de la misma

Dado que los datos grillados de precipitación empleados en el presente estudio no tienen el mismo formato de presentación, previo a la determinación de la estación lluviosa fue necesario ajustar estos datos. En el caso del PISCOp (en adelante solo se hará referencia a este como PISCO), este proceso inició con la construcción de la media diaria de la precipitación, siguiendo el año hidrológico (definido para este propósito del 1 de julio hasta el 03 de junio del año siguiente); en este sentido el periodo trabajado fue 1981 a 2011. Asimismo, siguiendo lo establecido por Liebmann *et al.* (2001) se eliminó el 29 de febrero. Este procedimiento fue posible haciendo uso del software CDO, en la aplicación de Ubuntu disponible en Windows 10. Los datos del CHIRPS, siguieron un proceso adicional, el cual incluyó primero, el recorte del área de estudio, la cual comprende desde los 2°N - 20°S y desde los 84°O - 66°O. Después de este procedimiento, se siguió los mismos pasos que el PISCO. Por su parte los datos de precipitación del TRMM 3B42 (en adelante solo se hará referencia a este como TRMM), fueron descargados de la librería del IRI de forma diaria, por lo cual primero se limitó el área de estudio, la misma que las anteriores, y posteriormente se eliminó el 29 de febrero, para luego construir la media diaria, según lo anteriormente descrito. Finalmente, los datos del ERA5, fueron sometidos a un tratamiento diferente, dado que estos no se encuentran en formato diario, como el PISCO, CHIRPS y TRMM, sino que están disponibles en formato horario (cada hora). Es así que, como primer paso, se calculó la precipitación diaria y posterior a ello siguió el mismo procedimiento que los datos del PISCO.

Para la identificación de la estación lluviosa se utilizaron el método descrito en Liebmann *et al.* (2001), Liebmann *et al.* (2007), Dunning *et al.* (2016) y más recientemente empleado en los Andes del Sur de Perú y Bolivia por Jonaitis *et al.* (2018) e Ita Vargas (2019). Para la identificación de las fechas del inicio y fin de la estación lluviosa en un régimen de

precipitación anual, como en el de la sierra peruana, la variable a calcular es la anomalía acumulada de la precipitación media diaria, $Ac(d)$:

$$Ac(d) = \sum_{1 \text{ julio}}^d P_i - \bar{P} \quad (6)$$

Donde P_i es precipitación media diaria climatológica en el día i y va desde el 1 de julio hasta el 30 de junio. (\bar{P}) es la media anual de las precipitaciones del periodo 1981– 2011 (considerando el año hidrológico). Cabe mencionar que en la ecuación 6, el cómputo se inició en el día 1 de julio, puesto que Liebmann *et al.* (2007) indica que, éste puede empezar en cualquier día del año pero que, en la práctica su procesamiento debe empezar 10 días antes del inicio del mes más seco hasta completar el año. En este trabajo, para fines prácticos, el cómputo de la ecuación 6 se inició el 1 de julio. La curva final $Ac(d)$ es la que se observa en la Figura 19 (línea verde). En ella, las fechas de inicio y fin de la estación lluviosa son determinadas por los puntos mínimo y máximo, respectivamente.

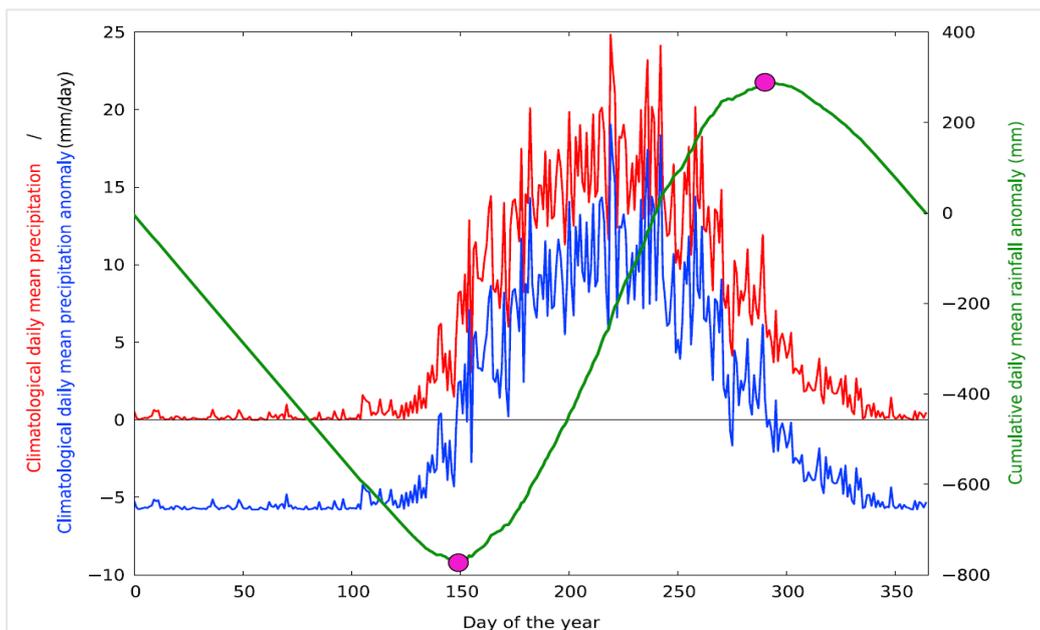


Figura 19: Precipitación media diaria climatológica para cada día del año (rojo), anomalía de la precipitación media diaria (azul), y la anomalía acumulada de la precipitación media diaria (verde) para 9.5° N, 14.5° O de GPCP, para el periodo 1997 – 2014. Los puntos magenta marcan la extensión de la estación lluviosa. FUENTE: Dunning *et al.* (2016)

La resolución de la ecuación 6 se realizó para el área comprendida desde 2°N - 20°S y hasta los 84°O - 66°O, utilizando el programa GrADS. Después de ello la identificación de las fechas de inicio y fin y la determinación de la duración se realizó en el programa RStudio, donde también se procedió al recorte de los mismos de acuerdo al shapefile del área de estudio. Las figuras mostradas en la sección de resultados fueron elaboradas usando el programa Excel, Rstudio y Qgis.

3.3.2 Determinación de la variabilidad espacial del inicio, fin y duración de la estación lluviosa entre los diferentes datos grillados de precipitación

Para la evaluación de la variabilidad espacial de la estación lluviosa, se elaboraron gráficos, por separado, del inicio, fin y duración de la misma usando la misma escala de colores, los cuales varían cada medio mes desde el 15 de setiembre hasta el 28 de febrero para el inicio de la estación lluviosa; mientras que para el fin de la estación lluviosa la escala variara también cada medio mes desde el 15 de febrero hasta el 15 de junio. En cuanto a la duración de la estación lluviosa, el rango inició con valores menores a 45 días y progresaron cada 25 días hasta alcanzar el valor de 270. La elaboración de las figuras se realizó en el programa Qgis. Una vez obtenidas las figuras se compararon visualmente los resultados de las cuatro bases de datos grillados de precipitación y se procedió a describirlas; también se analizó a profundidad el porqué de la distribución obtenida y su posible relación con la topografía de los Andes y la dinámica atmosférica.

Además, se evaluó la relación existente entre el inicio, fin y duración de la estación lluviosa a través del coeficiente de correlación de Pearson entre cada una de las cuatro bases de datos. También se analizó la relación entre los componentes de la estación lluviosa y variables geográficas y topográficas. La latitud y longitud, fueron extraídas de cada base de datos, a través del centro de cada grilla; la elevación, fue extraída del modelo de elevación digital (Danielson y Gesch, 2011); otras variables como el aspecto y la pendiente fueron calculadas a partir del modelo de elevación digital y extraídas de acuerdo a los puntos de latitud y longitud de los centros de grilla de acuerdo a cada base de datos. Todos estos cálculos fueron hechos en el software RStudio.

3.3.3 Comparación del inicio, fin y duración de la estación lluviosa entre los diferentes datos grillados de precipitación

El programa RStudio se utilizó para el cálculo de las principales variables estadísticas, tales como, el valor promedio, la mediana, el valor mínimo y máximo, y la desviación estándar del inicio, fin y duración de la estación lluviosa, según cada uno de los datos grillados de precipitación descritos en el estudio. Asimismo, se elaboraron diagramas de caja para observar la distribución del inicio, fin y duración de la estación lluviosa.

Adicionalmente, la correlación espacial de Pearson (Pearson Pattern Correlation – PPC, por sus siglas en inglés) y el error absoluto medio (EAM) se calcularon entre las cuatro bases de datos con el fin de comprar el patrón espacial del inicio, fin y de la duración de la estación lluviosa, replicando el trabajo de Dunning et al. (2016). Para ello, se extrajeron valores puntuales (latitud, longitud) de acuerdo a una grilla de 0.1° latitud/longitud, y con una extensión de $84^\circ - 66^\circ\text{O}$ y $20^\circ\text{S} - 2^\circ\text{N}$, sobre el área de estudio. Este método no implica realizar ninguna transformación a las grillas de las cuatro bases de datos a fin de reducir el error que implicaría la reducción o el aumento del tamaño de las grillas a fin homogeneizar la resolución espacial. Este proceso se realizó en el software Qgis. Una vez obtenidos los datos se aplicaron las funciones estadísticas correspondientes para determinar la PPC y el EAM. Estos últimos cálculos se realizaron en el software RStudio.

IV. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

4.1 Identificación de la estación lluviosa en los Andes Peruanos para el periodo climático 1981 – 2011

4.1.1 Promedio Nacional

Para el área de estudio, los valores de la precipitación media diaria climatológica (línea verde) en la Figura 20 muestran valores muy cercanos a cero en los meses de junio, julio y agosto de acuerdo al PISCO y CHIRPS, y valores alrededor de 1 mm de acuerdo al TRMM; en el ERA5 estos valores son mayores, cercanos a los 2 mm. En el transcurso hacia la estación de verano, la precipitación se incrementa gradualmente hasta alcanzar entre los 4 y los 6 mm/día según lo obtenido del PISCO, CHIRPS y TRMM; por el contrario, el ERA5 muestra un salto notorio de 2 mm/día, entre los meses de diciembre y enero, para alcanzar valores entre los 8 y 10 mm/día entre enero y marzo. Por otro lado, en la transición de los meses de verano a invierno, la precipitación diaria disminuye más rápidamente. Cabe mencionar que la precipitación media diaria climatológica no exhibe la variación subestacional de las precipitaciones descrita por varios autores (Lenters & Cook, 1999; Vuille, 1999; Garreaud *et al.*, 2003; Andrade (Ed.), 2018; Guy *et al.*, 2019). Además, anomalía de la precipitación media diaria climatológica (línea marrón) exhibe una forma similar a la línea de la precipitación media diaria climatológica (línea verde), siendo la diferencia aproximada entre ambas curvas 2 mm/día según el PISCO, CHIRPS y TRMM; ese valor es más elevado, 4 mm/día en el ERA5. La pausada progresión de la estación seca hacia la estación lluviosa, reflejada en el incremento gradual de la precipitación también fue descrita por Andrade (Ed.), (2018) e Ita Vargas (2019) en los Andes centrales de Sudamérica (sur del Perú y Bolivia), en la cual el establecimiento de la estación lluviosa toma lugar en un periodo más prolongado, de alrededor de dos meses, entre octubre y noviembre. De modo similar, la disminución abrupta de la precipitación en la transición de la estación lluviosa hacia la estación seca, también fue observada en el extremo sur de Perú y Bolivia, la cual ocurre en un periodo más corto y homogéneo en el mes de abril (Jonaitis, 2018; Ita Vargas, 2019). Por su parte, la anomalía del promedio diario acumulado de precipitación (línea azul)

en la Figura 20 revelan una configuración similar para tres de las cuatro bases de datos grillados de precipitación empleada (PISCO, CHIRPS y TRMM); los resultados del ERA5 muestran una curva mucho más amplia que en los tres casos anteriores, debido a que el promedio diario de precipitación, en el área de estudio, es mayor a de los demás.

Tabla 3: Estación lluviosa en los Andes peruanos (promedio nacional) de acuerdo a las cuatro bases de datos de precipitación para el periodo climático 1981-82 – 2010-11

Base de datos	Inicio	Fin	Duración	Precipitación anual (mm)	Precipitación	% de precipitación
					durante la estación lluviosa (mm)	durante la estación lluviosa
PISCO	12/11	11/04	151	619.94	494.05	80
CHIRPS	15/11	09/04	146	673.53	498.61	74
TRMM	24/11	09/04	137	797.18	551.39	69
ERA5	18/10	15/04	180	1563.08	1174.02	75

Asimismo, en la Tabla 3 se muestra, en promedio, el carácter de la estación lluviosa en los Andes peruanos. El inicio de la estación tiene lugar el 12 y 15 de noviembre para el PISCO y CHIRPS, respectivamente, el 24 de noviembre para el TRMM y el 18 de agosto para el ERA5, siendo este el inicio más temprano. Por su parte, las fechas del fin de la estación lluviosa son bastante similares entre las cuatro bases de datos, ocurriendo el 11 de abril para el PISCO, el 09 de abril para el CHIRPS y TRMM y el 15 del mismo mes para el ERA5. Con respecto a la duración del periodo lluvioso, este se extiende por 151, 146, 137 y 180 días para el PISCO, CHIRPS, TRMM y ERA5, respectivamente. Si bien estos son los resultados del promedio del área de estudio, las fechas del inicio de la estación lluviosa y principalmente las del fin, se aproximan las identificadas por Jonaitis (2018) e Ita Vargas (2019) en el sur de Perú y Bolivia y a lo descrito por Andrade (Ed.), (2018) como la estación húmeda extendida (NDEFMA). Además, la precipitación anual alcanza valores de 619.94, 673.53 y 797.18 mm en el PISCO, CHIRPS y TRMM, respectivamente; mientras que, la precipitación anual del ERA5 supera los 1500 mm. Del mismo modo se comporta la precipitación durante la estación lluviosa, la cual exhibe resultados similares con valores de 494.05, 498.61, 551.39 y 1174.02 mm para el PISCO, CHIRPS, TRMM y ERA5, respectivamente. Estos valores, de precipitación anual y durante la estación lluviosa, son diferentes a los encontrados por Ita Vargas (2019), dado que pertenecen a un área de estudio más grande. No obstante, los porcentajes de la precipitación durante la estación lluviosa son similares, al menos para los valores más altos (PISCO, ERA5 y CHIRPS). Asimismo, estos

porcentajes son cercanos a lo descrito por Andrade (Ed.), (2018), cuando analiza la precipitación durante la estación húmeda extendida.

Al calcular la anomalía del promedio diario acumulado de precipitación individualmente para cada una de las grillas de las bases de datos (Figura 21), en general, se aprecia una configuración similar a la mostrada en la Figura 20; no obstante, existen particularidades en cada uno de los resultados mostrados, respecto a los punto mínimos y máximos de la curva. El punto mínimo, el cual señala el inicio de la estación lluviosa posee una mayor variación en el eje temporal, con un amplio rango de ocurrencia en las cuatro bases de datos empleadas y mostrando agrupaciones entre las mismas, lo cual indicaría la presencia de más de una región con características similares, respecto al inicio de la estación. Respecto al fin de la estación lluviosa, esta muestra una menor variabilidad en el tiempo, observado en la poca dispersión de las líneas. En las siguientes secciones, la variabilidad espacial del inicio, fin y duración de la estación lluviosa, así como variables como la desviación estándar serán detalladas a fin de corroborar estos supuestos.

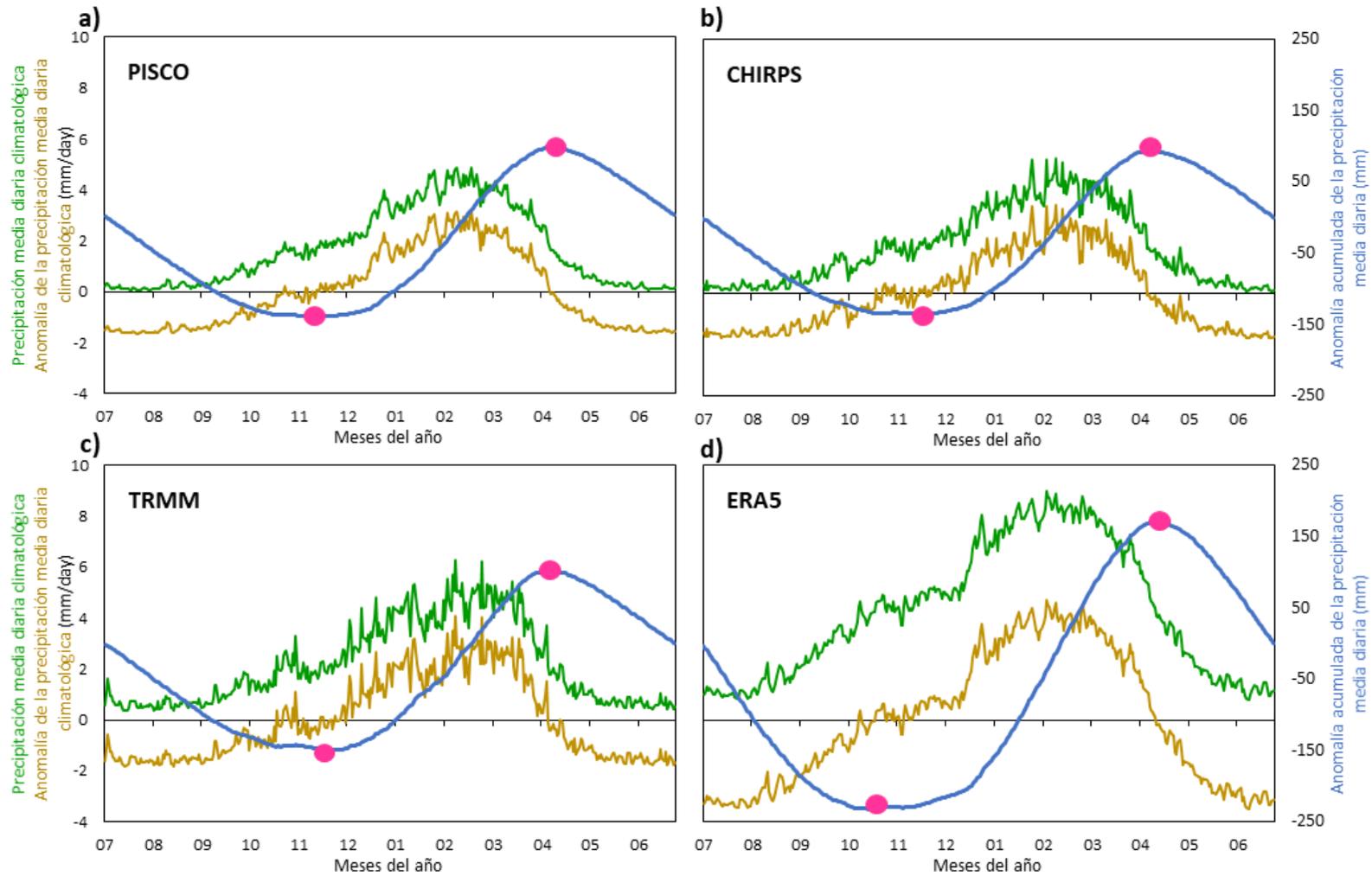


Figura 20: Promedio nacional (para el área de estudio) de precipitación media diaria climatológica (verde), anomalía de la precipitación media diaria climatológica (marrón), y la anomalía acumulada de precipitación media diaria (azul) con los datos del a) PISCO, b) CHIRPS, c) TRMM y d) ERA5. Entre los puntos color magenta se muestran la extensión de la estación lluviosa

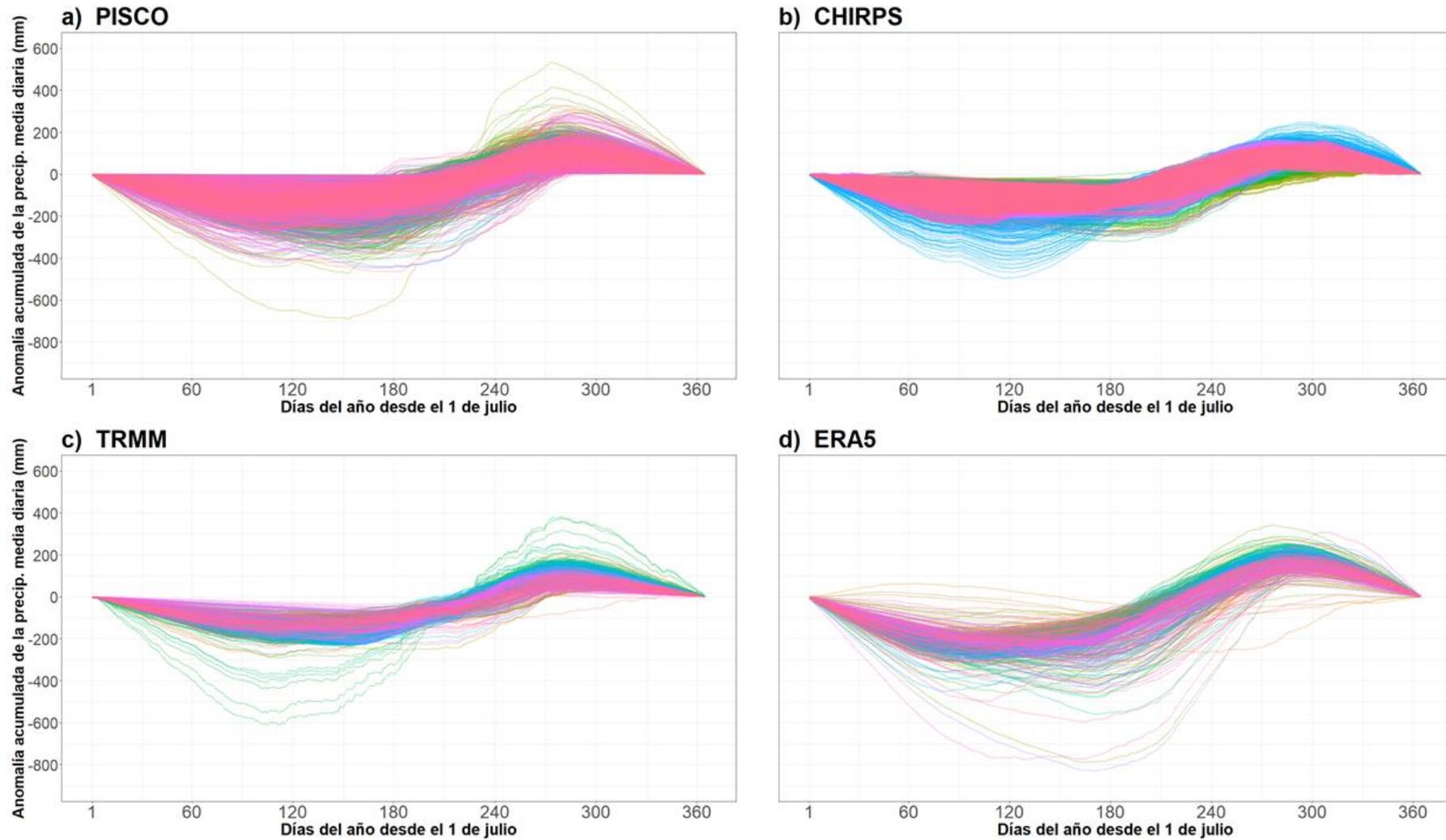


Figura 21: Anomalía acumulada de la precipitación media diaria para cada una de las grillas (n), dentro el área de estudio, de las bases de datos a) PISCO (n = 2914), b) CHIRPS (n = 11639), c) TRMM (n = 464) y d) ERA5 (n = 460)

4.2 Variabilidad espacial del inicio, fin y duración de la estación lluviosa entre los diferentes datos grillados de precipitación

4.2.1 Inicio de la Estación Lluviosa

A lo largo del área de estudio, y entre las distintas bases de datos utilizadas (Figuras 22, 23, 24 y 25), el inicio de la estación lluviosa presenta una marcada distribución espacial, la cual, en casi todo momento, sigue la orientación de la cordillera andina; es decir, el inicio de la estación lluviosa progresa en sentido NO – SE desde la vertiente oriental hacia la occidental (Jonaitis, 2018; Ita Vargas 2019). Sin embargo, existen algunas excepciones a ese patrón general, como el inicio temprano en ciertas zonas elevadas de la cordillera, como la cordillera Blanca y cordillera Vilcanota, de acuerdo al CHIRPS y ERA5 (Figuras 15 y 17), o como en la identificada en la sierra norte, en Cajamarca y entre este departamento y Amazonas, donde el inicio de la estación lluviosa ocurre en el mes de febrero, según los resultados del PISCO, TRMM y ERA5 (Figuras 14, 16 y 17, respectivamente).

El establecimiento de la estación lluviosa ocupa un periodo de alrededor de 5 meses, excluyendo los casos excepcionales durante febrero, en el cual el inicio de la misma ocurre de manera gradual, empezando, en general, en la vertiente oriental de los Andes a principios del mes de setiembre y progresando hacia la vertiente occidental, hacia inicios del mes de diciembre, e incluso enero. En este sentido, se observa la influencia del relieve de los Andes sobre las fechas de inicio, similar a lo encontrado por Jonaitis (2018) e Ita Vargas (2019) en el sur de Perú y Bolivia. La barrera física de la cordillera andina condiciona, en general, que la estación lluviosa inicie primero en la vertiente oriental de los Andes, debido a su proximidad a la cuenca amazónica, fuente principal de humedad para los procesos de precipitación en la sierra peruana (Garreaud *et al.*, 2003; Garreaud *et al.*, 2009; Perry *et al.*, 2013, 2017; Guy *et al.*, 2019; Junquas *et al.*, 2017); y posteriormente, en la vertiente occidental, dada su lejanía de la Amazonía y su proximidad a la cuenca del Pacífico, la cual está bajo la influencia de la subsidencia asociada al Anticiclón del Pacífico Sur y de los vientos secos del oeste los cuales son persistentes durante la estación de invierno y parte de la primavera (Guildford *et al.*, 1991; Garreaud *et al.*, 2003; Garreaud *et al.*, 2009). Sin embargo, existe una contribución de humedad proveniente de la cuenca del Pacífico a los procesos de precipitación durante el verano en los Andes centrales de Sudamérica (Perry *et al.*, 2013, 2017; Junquas *et al.*, 2017), de la cual aún no se conoce bien su aporte exacto ni la extensión espacial de estos flujos a lo largo de la cordillera peruana.

Diversos estudios asocian el ingreso de humedad proveniente de la Amazonia hacia los Andes centrales con un flujo en niveles bajos del noroeste vinculado a la estructura sinóptica del SALLJ (Romatschke & Houze 2010; Perry *et al.*, 2013, 2017; Guy *et al.*, 2019; Chávez & Takahashi, 2017; Junquas *et al.*, 2017). Los vientos asociados a este sistema penetran los Andes a través del valle del río Apurímac, canalizando mecánicamente la humedad hacia las zonas altas de ambas vertientes de la cordillera sur del país (Junquas *et al.*, 2017); al igual que otros valles como las Pampas y Pachachaca (Chávez & Takahashi, 2017). Además las circulaciones locales, impulsadas térmicamente influyen la circulación asociada al SALLJ; tal es así que, a lo largo de ambas vertientes de la cordillera, durante el día los vientos ascienden por las laderas de los Andes (vientos anabáticos), impulsados por el calentamiento del Altiplano y de los picos más altos, transportando la humedad hacia esas zonas y desencadenando la precipitación en horas de la tarde; mientras que durante la noche, los vientos descienden hacia los valles (vientos catabáticos), además de generarse una circulación a través de los mismos valles (Junquas *et al.*, 2017). Es más, estos vientos catabáticos juntos al transporte de humedad asociado al SALLJ impulsaría las precipitaciones nocturnas en los valles de la cordillera oriental de acuerdo a la teoría de Junquas *et al.* (2017). Particularmente en la zona este de la cordillera, Romatschke & Houze (2010) señalan que los vientos anabáticos generan divergencia de humedad al pie del este de los Andes, inhibiendo la convección en horas de la tarde y al anochecer en dicha zona (cuando la precipitación ocurre en las zonas montañosas altas y el Altiplano); mientras que, durante la noche y mañana, el mecanismo se invierte debido al enfriamiento y restaura la convergencia al pie del este de los Andes. Sin embargo, Junquas *et al.*, (2017) señalan que entre los 1000 y 3500 m la circulación se mantiene cuesta arriba tanto de día como de noche, debido al fuerte forzamiento mecánico del SALLJ, lo cual favorecería el ascenso mecánico en los llamados hot spot (definidas como áreas con fuertes precipitaciones al este de los Andes por Chávez & Takahashi, 2017). Además, al analizar los hot spot en la transición Andes – Amazonia, Chávez & Takahashi (2017) sugieren que valles como las Pampas, Pachachaca y Apurímac son claves para la canalización de humedad hacia los Andes peruanos.

No obstante, el transporte de vientos desde el norte del continente no es el único mecanismo de transporte de humedad en niveles bajos durante el verano, puesto que incursiones extratropicales de aire frío en niveles bajos influyen la variabilidad de la precipitación a

escala subestacional; sin embargo, la influencia de estos flujos sobre el ciclo diario aún se no se conocen (Romatschke & Houze 2010; Junquas *et al.*, 2017). Por otro lado, a pesar de que Romatschke & Houze (2010), mencionan que los vientos asociados al APS (Anticiclón del Pacífico Sur) no cruzan los Andes y que no tienen un efecto directo en la convección sobre el continente al este de los Andes, el ingreso de humedad desde la cuenca del Pacífico y su contribución a los procesos de precipitación durante el verano de 2014 – 2015, se encuentra en el orden de un 5 a 12 por ciento, en la cordillera de Vilcanota (Perú) y cordillera Real (Bolivia) de acuerdo a Perry *et al.*, (2017); mientras que, Junquas *et al.*, (2019) mencionan que los flujos ladera arriba desde la cuenca del Pacífico son uno de los componentes de la convergencia de humedad durante los eventos de precipitación durante el verano en la zona norte de los Andes centrales (NCA, por sus siglas en inglés), junto con la humedad proveniente de la Amazonia y del sureste del Altiplano Boliviano, el cual es impulsado por un sistema ciclónico al oeste de Bolivia.

Adicionalmente a estos factores, los vientos del este en la troposfera media y alta favorecen también el transporte de humedad desde la Amazonia hacia los Andes peruanos y están asociados en todas las escalas temporales con condiciones húmedas sobre los Andes centrales (Garreaud *et al.*, 2003). En este sentido, la expansión progresiva del cinturón de vientos del este hacia el verano austral, en respuesta al debilitamiento y al desplazamiento hacia el sur del jet subtropical y al establecimiento del Alta de Bolivia (producto de la convección en la Amazonia) (Garreaud *et al.*, 2003), contribuiría también al transporte de humedad desde la Amazonia hacia los Andes peruanos. Además, en relación al monzón de Sudamérica (SAMS, por sus siglas en inglés), Guy *et al.*, (2019), mencionan que los eventos húmedos en las zonas altas de la cordillera Vilcanota y cordillera Real, están asociados a un patrón de dipolo (conocido también como el South American See-Saw), que se corresponde con las fases activas y no activas del SAMS. De modo particular, Giráldez *et al.*, (2020), también encontraron que el inicio de la estación lluviosa en la cuenca del río Mantaro está relacionado a la propagación de la convección del SAMS; mientras que, para el sur de Perú y Bolivia, Ita Vargas (2019) asocia el inicio de estación a la intensificación del SALLJ sobre la selva de Colombia y la selva norte y central de Perú, debido a su rol en el transporte de humedad hacia los Andes centrales; a la presencia de un patrón anticiclónico en niveles medios centrado entre el sur de Perú, Chile y Bolivia y a la expansión y al desplazamiento hacia el sur del Alta de Bolivia.

En cuanto a los casos excepcionales manifestados entre las cuatro bases de datos empleadas, el ERA5, exhibe un inicio de estación más temprano, en setiembre, en la franja alta de la cordillera occidental, desde el sur de Cajamarca hasta el norte de Huancavelica. Este inicio temprano solo se observa en zonas puntuales de la sierra norte y centro, además, por el PISCO, CHIRPS, y en menor medida por el TRMM (que contrariamente muestra un inicio de estación tardío en la cordillera Blanca); además de esos sectores, el CHIRPS muestra un inicio temprano, también en setiembre, en la cordillera de Vilcanota y en zonas localizadas del Altiplano. El inicio temprano en zonas altas de la sierra central encontradas por el ERA5, y en menor medida por el PISCO, coincide con lo encontrado por Giráldez *et al.*, (2020) en la cuenca del río Mantaro, donde la estación inicia a mediados de setiembre en las zonas más elevadas de la cuenca y progresa hacia el sureste, hacia finales de noviembre. Por su parte, el inicio temprano de la estación lluviosa en el sur de Cajamarca (donde coinciden el PISCO, CHIRPS y ERA5) se debería a un efecto de canalización de los vientos cargados de humedad provenientes de la Amazonia a través de los valles interandinos, como los del río Marañón, cuya orientación favorece la advección de humedad en niveles bajos desde el norte del continente, similar a lo descrito para los Andes centrales/NCA. Este flujo estaría vinculado al ramal norte del SALLJ, el cual se empieza a manifestar desde setiembre y persiste con una mayor intensidad hasta febrero (Jones, 2019); asimismo, estos vientos, que son los Alisios del norte ingresan al continente debido al desplazamiento hacia el sur del Anticiclón del Atlántico Norte (Marengo *et al.*, 2004; Jones, 2019). No obstante, el alcance de este flujo al recorrer los valles interandinos se desconoce actualmente y se necesitan ms estudios para determinar su desplazamiento tanto horizontal como vertical (ladera arriba o abajo) y su influencia en el ciclo diurno en esta parte del país.

En la vertiente occidental de la sierra norte, el inicio de la estación lluviosa es aún más tardío respecto al resto del país, esta región estaría influenciada por otros procesos físicos y termodinámicos propios de la zona norte, como el desplazamiento hacia el sur de la ZCIT e incluso la formación de la segunda banda de la ZCIT que tiende a ocurrir en el mes de febrero (Guildford *et al.*, 1991). Asimismo, un caso especial es el inicio de la estación lluviosa en la vertiente oriental de la sierra norte, específicamente, entre Cajamarca y Amazonas, la cual según tres bases de datos (PISCO, TRMM, y ERA5) tiene un inicio entre el 1 al 28 de febrero; esto, como se muestra en el Anexo 1, se debe a un desfase en la estacionalidad de las precipitaciones en dicha área, es decir, existe un régimen de

precipitación anual, pero el inicio y fin de la estación ocurren de 2 a 3 meses posteriores con respecto al promedio nacional, lo cual podría estar relacionado al movimiento de la ZCIT dentro del continente, también denominada Vaguada Ecuatorial o NET, por sus siglas en inglés o por otros procesos gatilladores de precipitación en la selva (Guildford *et al.*, 1991).

En general, la variabilidad espacial del inicio de la estación lluviosa, puede asociarse a la dinámica de los sistemas atmosféricos en respuesta al cambio en el pico de insolación, descrito por Garreaud *et al.* (2003) pero también a la interacción de esas circulaciones con la cordillera de los Andes (Ita Vargas, 2019), lo cual a su vez da lugar a circulaciones locales (Romatschke & Houze, 2010; Junquas *et al.*, 2017) que influyen el inicio diferenciado de precipitaciones a lo largo de los Andes peruanos.

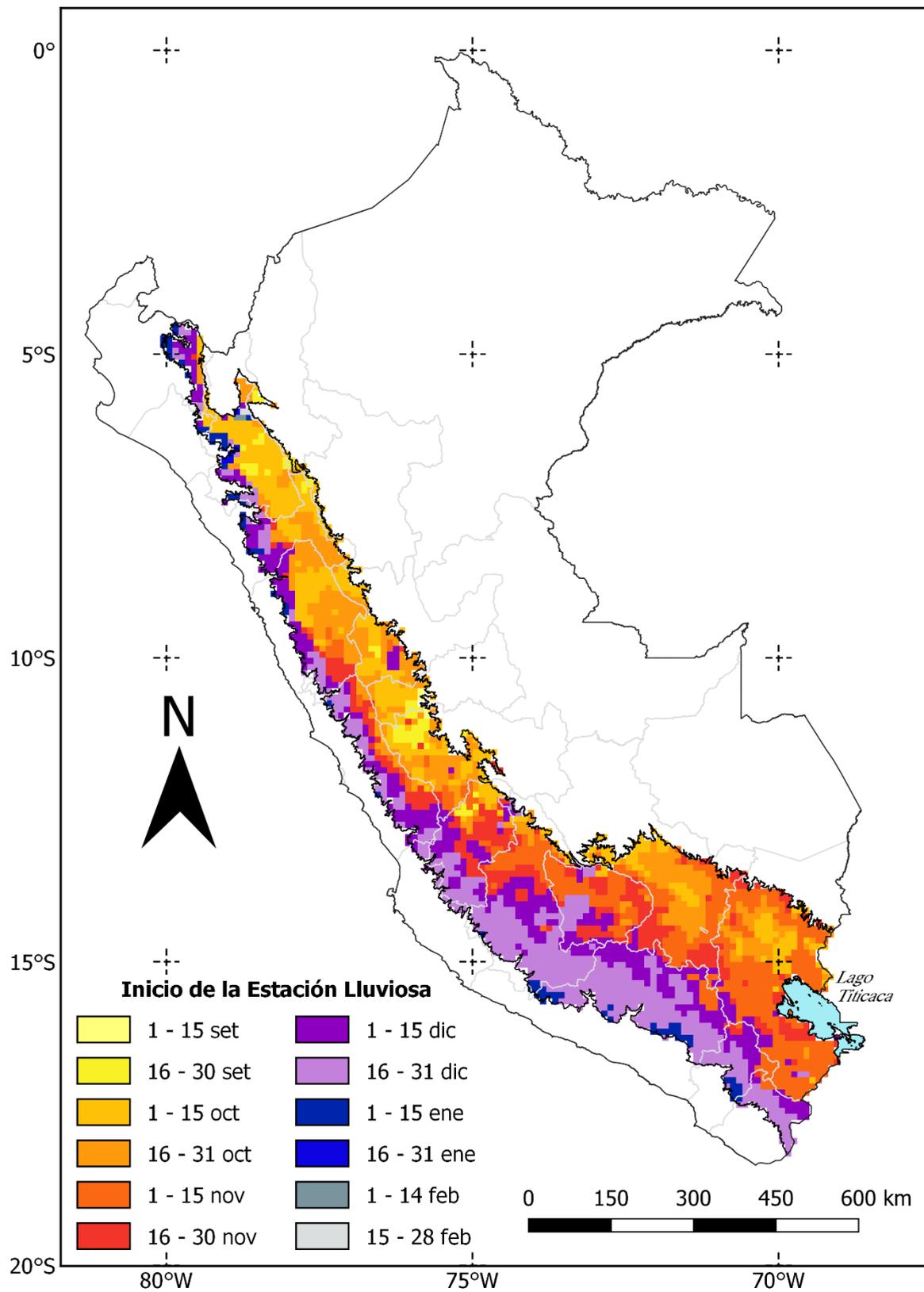


Figura 22: Inicio de la estación lluviosa en los Andes peruanos de acuerdo al PISCO

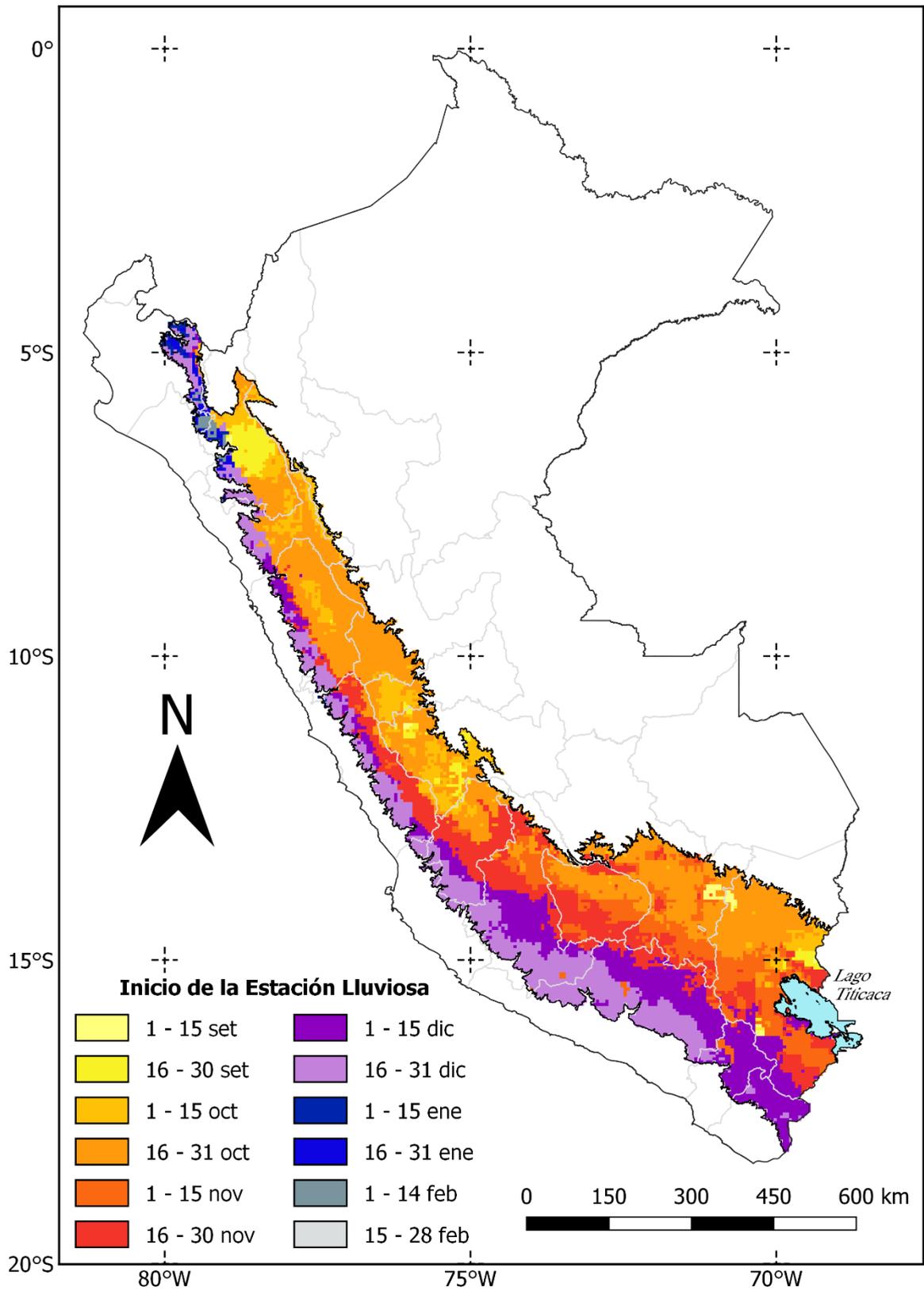


Figura 23: Inicio de la estación lluviosa en los Andes peruanos de acuerdo al CHIRPS

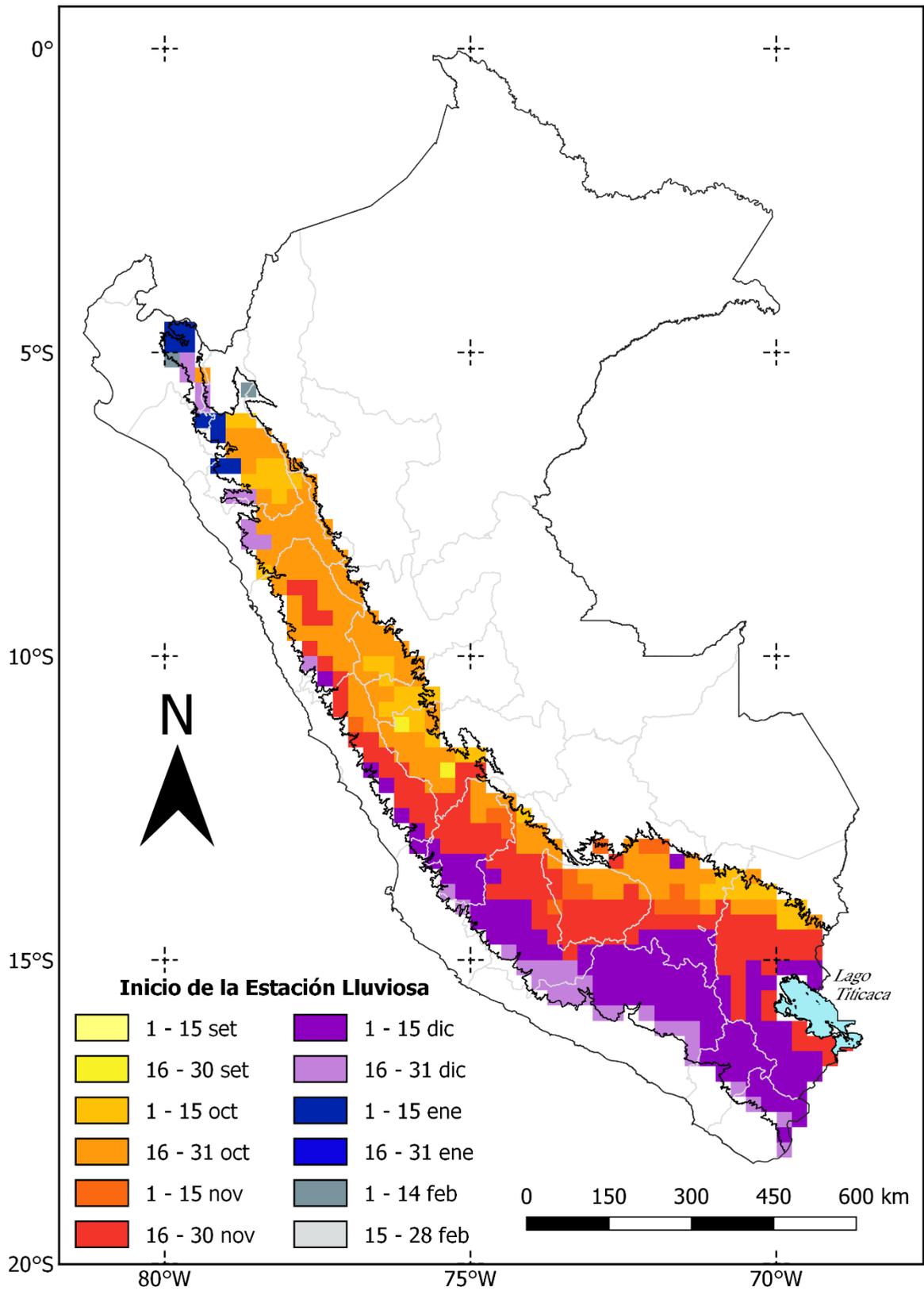


Figura 24: Inicio de la estación lluviosa en los Andes peruanos de acuerdo al TRMM

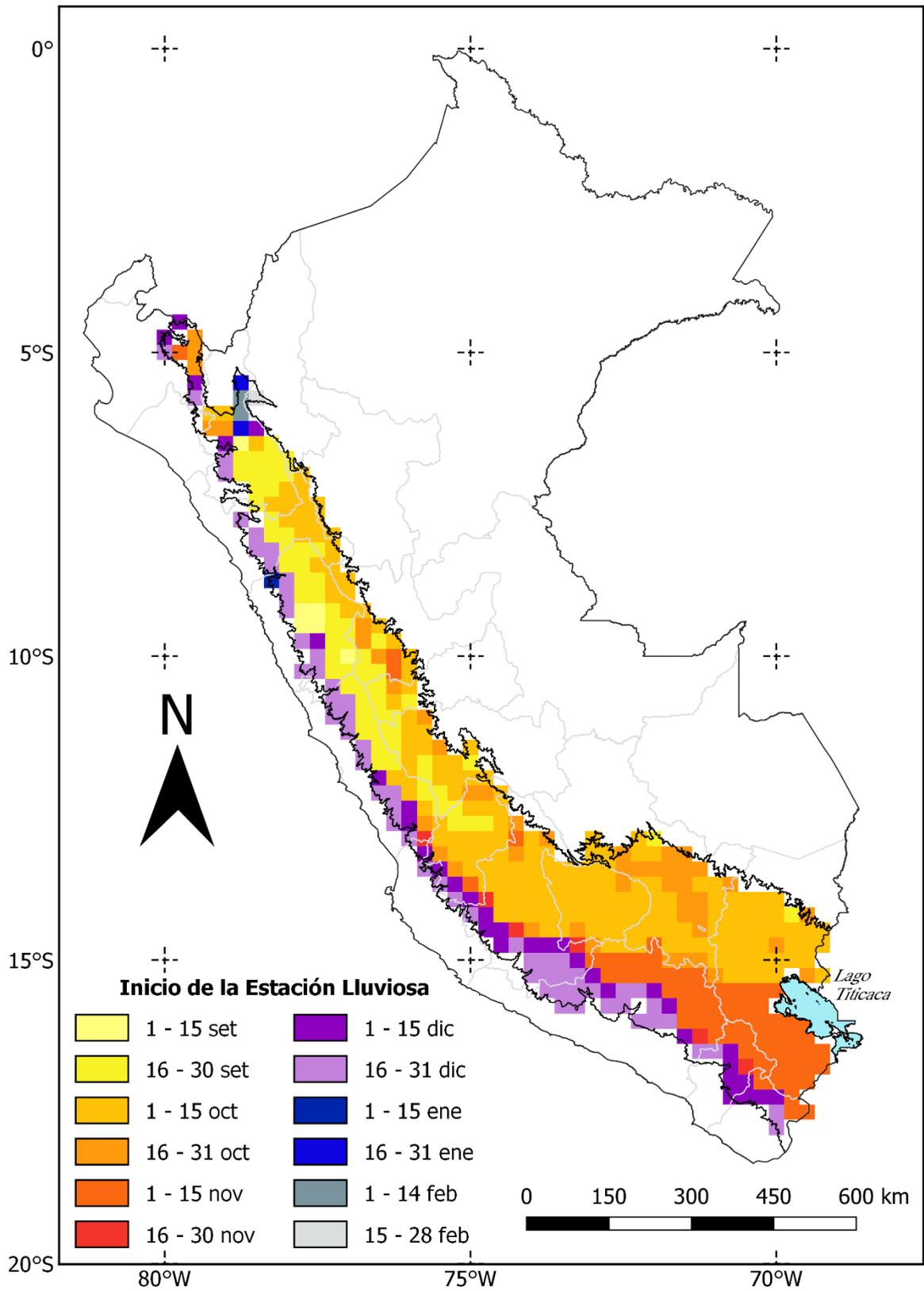


Figura 25: Inicio de la estación lluviosa en los Andes peruanos de acuerdo al ERA5

4.2.2 Fin de la Estación Lluviosa

En tres de las cuatro bases de datos empleadas (PISCO, CHIRPS y TRMM) (Figuras 26, 27 y 28), la distribución espacial del fin de la estación lluviosa no muestra un marcado contraste NO – SE a lo largo de la cordillera como en el inicio de la misma. En estos, las fechas de fin de la estación lluviosa son más homogéneas a lo largo de la vertiente occidental y oriental de la cordillera andina, salvo algunas excepciones localizadas. Esto es similar a lo descrito por Jonaitis (2018) e Ita Vargas (2019), quienes encontraron mayor uniformidad en el establecimiento de la estación seca en los Andes del Sur de Perú y Bolivia. Asimismo, se observa un gradiente en dirección S – N, en el cual el fin de la estación lluviosa ocurre inicialmente en la zona sur del país y posteriormente, en la zona central y norte del área de estudio.

El periodo en el cual el fin de la estación lluviosa se establece es más corto, de tres meses en total, sin contar con los casos extremos que ocurren a fines de febrero y a inicios de junio. La influencia de la cordillera de los Andes sobre la evolución del fin de la estación lluviosa no es tan clara como en el inicio de la misma debido a que no se observa una marcada progresión o contraste en dirección NO – SE a lo largo de la sierra peruana de acuerdo al PISCO, CHIRPS y TRMM. El ERA5, si muestra el gradiente NO – SE; sin embargo, en este, el fin de la estación lluviosa progresa en dirección contraria a lo descrito por Jonaitis (2018) e Ita Vargas (2019); quienes usando la precipitación registrada en pluviómetros, encontraron un ligero gradiente en dirección NO – SE al sur del país, el cual varía de entre 2 a 3 días en promedio entre las subregiones determinadas en esa parte del país, desde la vertiente occidental hasta la vertiente oriental de los Andes del sur de Perú y Bolivia. Sin embargo, sobre la cuenca del Mantaro se observa una distribución espacial similar a lo encontrado por Giráldez *et al.* (2020). A pesar de esto, el ERA5, al igual que las demás bases de datos, también posee una evolución en dirección S – N, la cual es más notoria en los resultados obtenidos del PISCO y CHIRPS.

El corto periodo en cual el fin de la estación lluviosa tiene lugar se debería al rápido cambio en la dinámica de la atmósfera y su interacción con los Andes. En particular, el gradiente S – N encontrado en el área de estudio se debería a la incursión hacia el norte del cinturón de vientos del oeste, así como del jet subtropical hacia inicios de otoño austral en reemplazo del cinturón de vientos del este (Guildford *et al.*, 1991; Garreaud *et al.*, 2003; Garreaud *et*

al., 2009). Esto, en primer lugar, restringiría el ingreso de humedad, en niveles medios de la troposfera, desde la Amazonia hacia la sierra peruana; además, en niveles altos, el Alta de Bolivia, que se desplaza hacia el norte del continente durante el otoño, reduciría su influencia para la generación de precipitaciones sobre los Andes peruanos (Guildford *et al.*, 1991; Garreaud *et al.*, 2003). Adicionalmente, dada la dirección de los vientos en niveles medios y altos, es de esperarse que inicialmente la humedad se vea desalojada de la vertiente occidental y posteriormente de la vertiente oriental. Dicha progresión observa más claramente para lo obtenido con el PISCO, en la sierra sur, donde la estación lluviosa finaliza en marzo en la vertiente occidental, desde Huancavelica hasta Tacna; en la cordillera central, el Altiplano y gran parte de la cordillera oriental el fin de la estación ocurre la primera quincena de abril; mientras que sectores de la cordillera Vilcanota lo hacen en la segunda quincena de dicho mes. Parte de este comportamiento también se muestra en el CHIRPS y TRMM. Un caso opuesto representa el ERA5 y no se ajusta a lo obtenido con datos in situ en la sierra sur del país (Jonaitis, 2018; Ita Vargas, 2019). También es importante mencionar que, en niveles bajos, el SALLJ reduce su frecuencia al este de los Andes centrales en abril (Marengo *et al.*, 2004) reduciendo la advección de humedad hacia los valles interandinos desde mayo a agosto (Chávez & Takahashi, 2017); del mismo modo, el ramal norte del SALLJ descrito por Jones (2020) también reduce su frecuencia en el mes de abril. Es por ello que, en general, el fin tardío observado en la zona norte del área obedecería a la incursión hacia el norte de los vientos del oeste, los cuales afectarían más tardíamente a esta región comparado con la zona central y sur del país.

Puesto que no existe literatura relacionada con el fin de la estación lluviosa, las hipótesis mencionadas se deben comprobar con estudios que busquen determinar en primer lugar, la influencia del ramal norte del SALLJ sobre las precipitaciones en la sierra norte del país, así como la influencia de los vientos del oeste en el desalojo de la humedad de esta zona; así como la influencia de la circulación local en el término del periodo lluvioso. Finalmente, un punto importante a tratar en futuras investigaciones es la influencia del flujo ladera arriba, desde la cuenca del Pacífico, en el fin de la estación lluviosa.

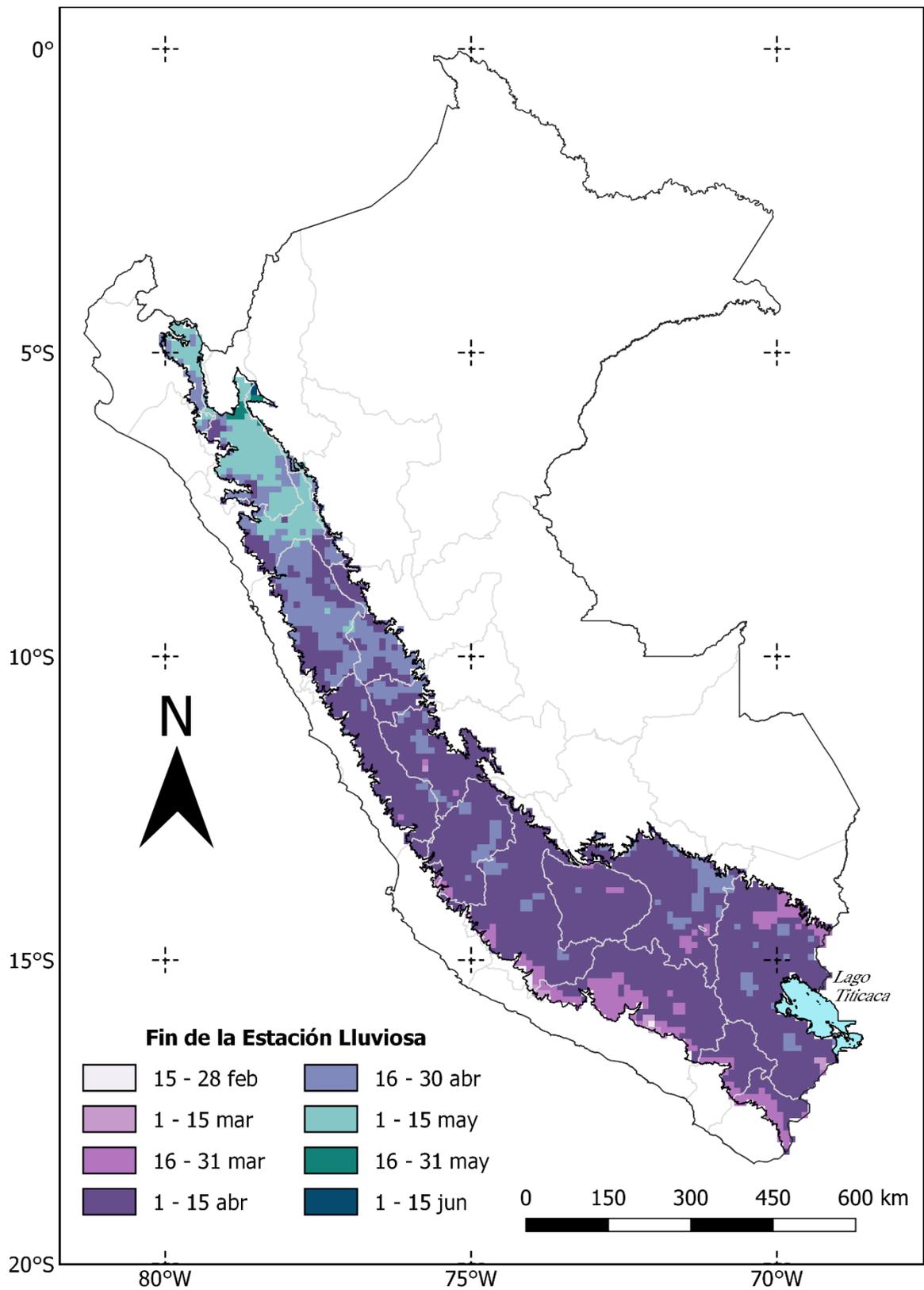


Figura 26: Fin de la estación lluviosa en los Andes peruanos de acuerdo al PISCO

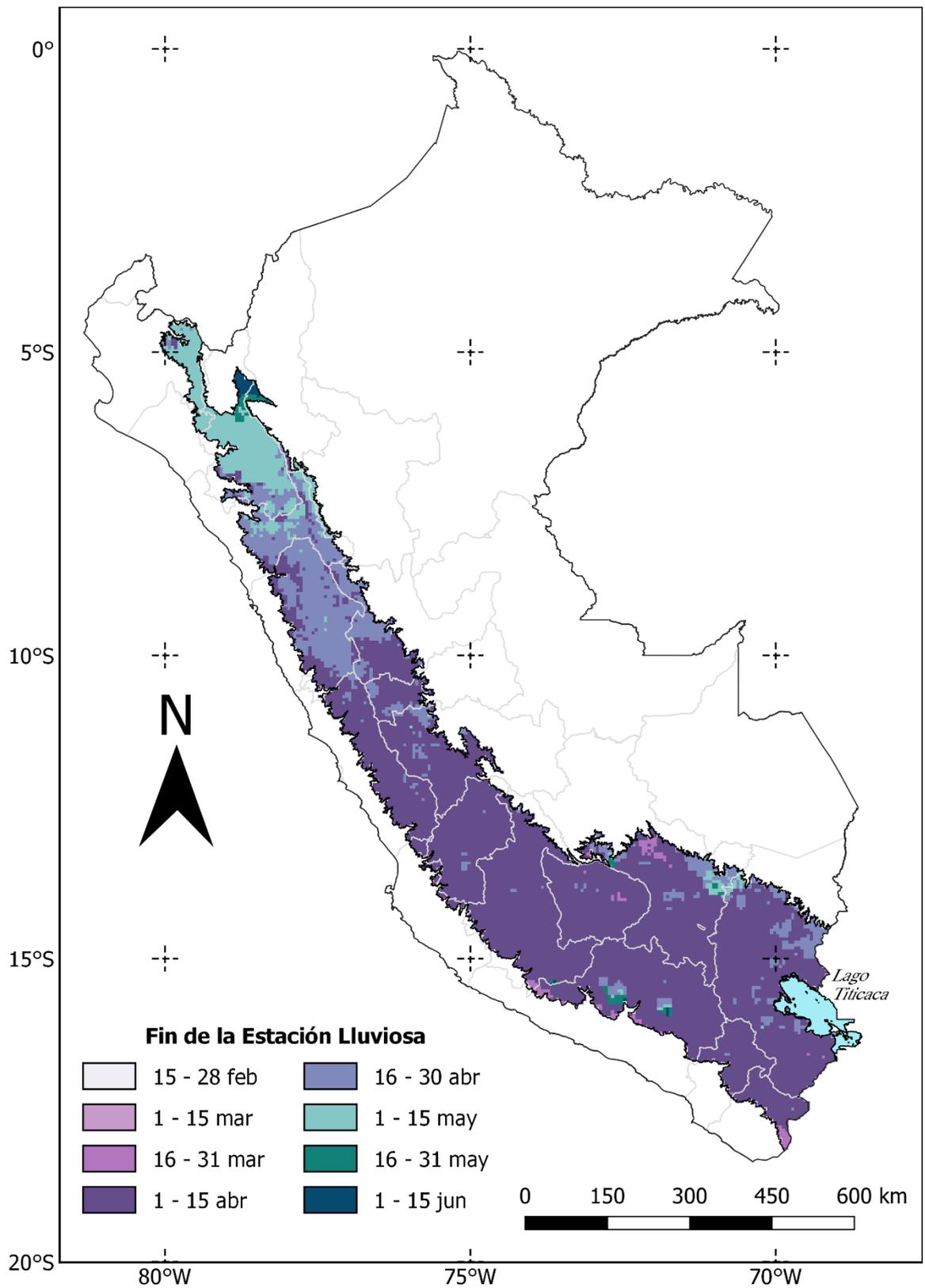


Figura 27: Fin de la estación lluviosa en los Andes peruanos de acuerdo al CHIRPS

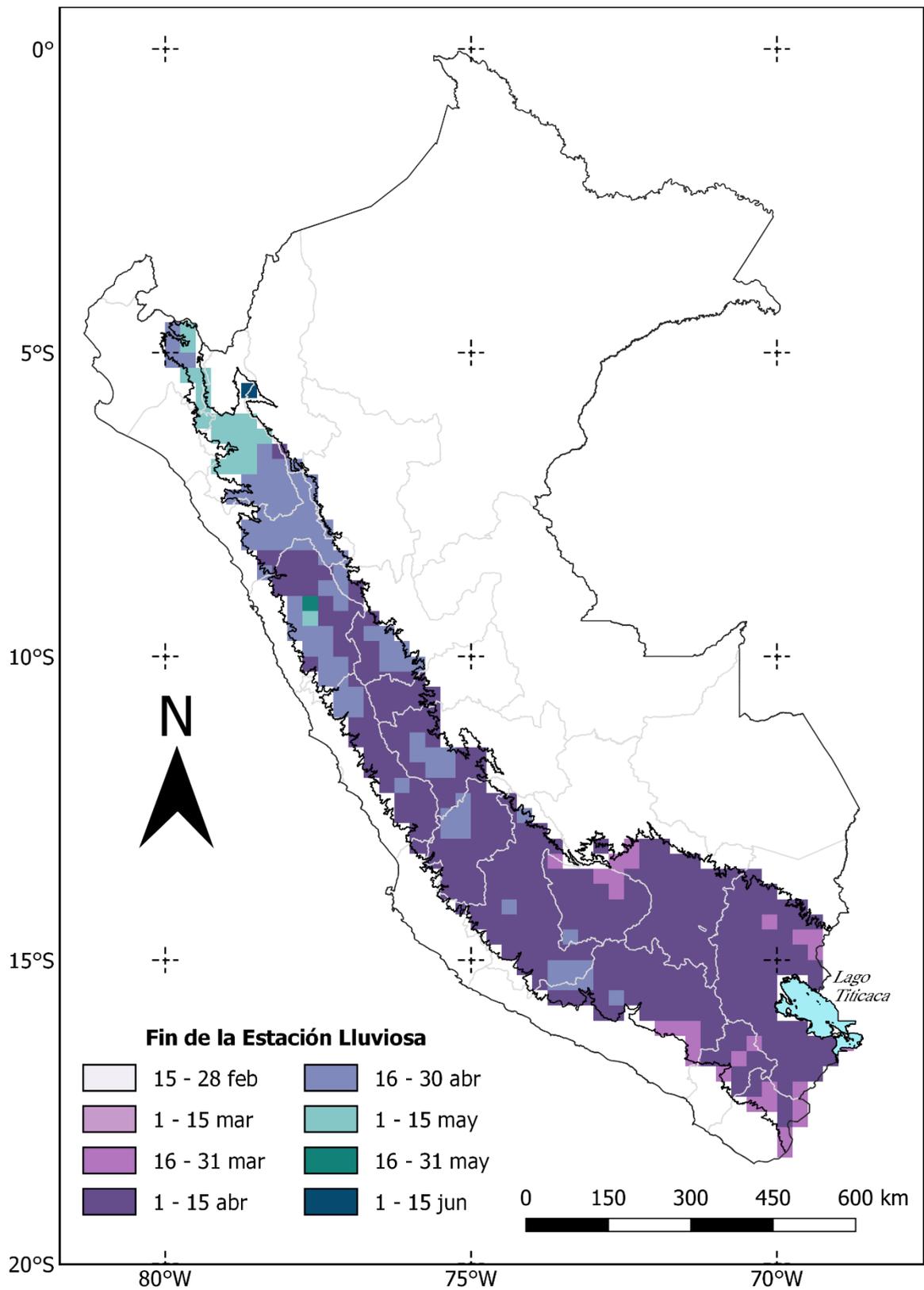


Figura 28: Fin de la estación lluviosa en los Andes peruanos de acuerdo al TRMM

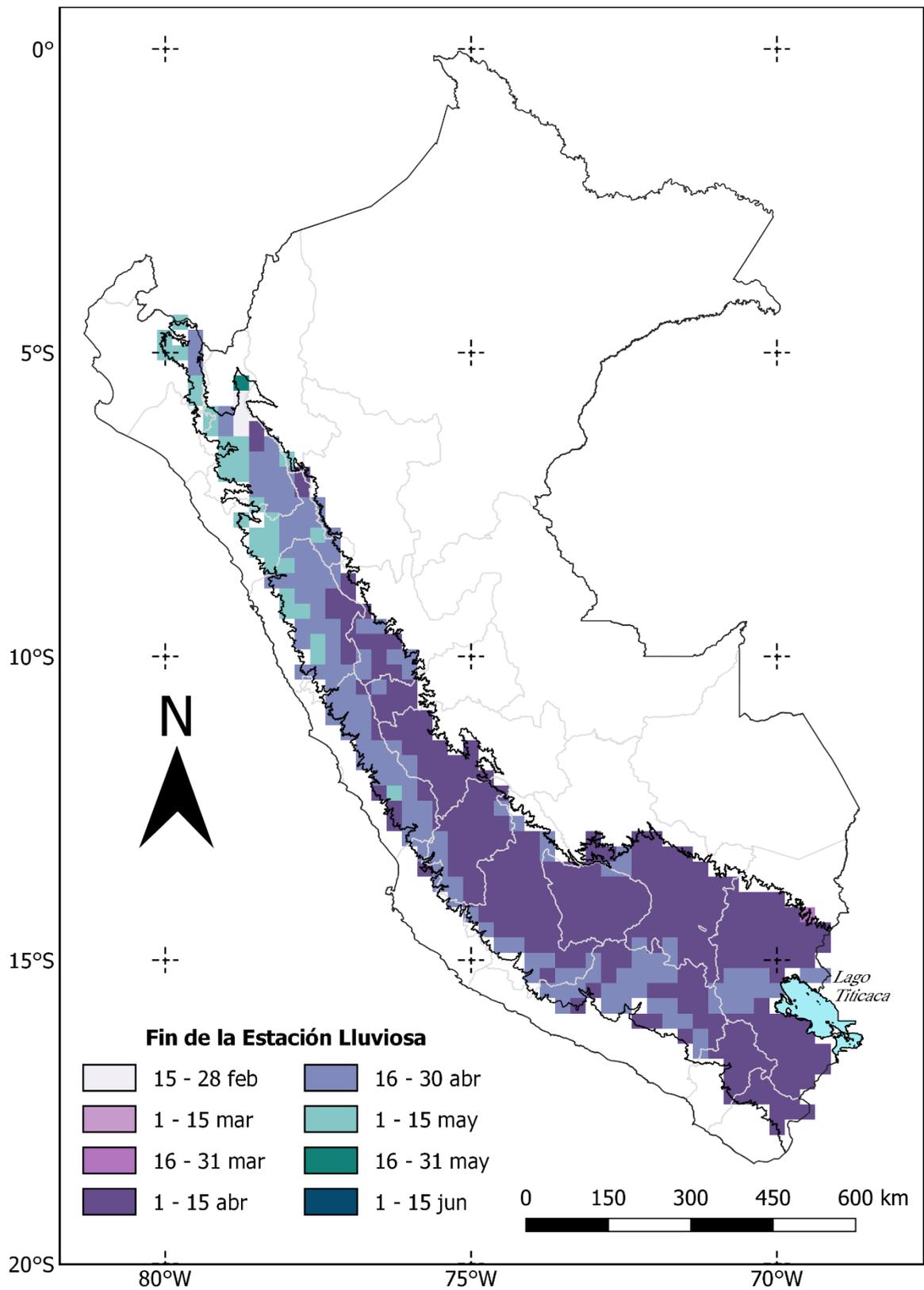


Figura 29: Fin de la estación lluviosa en los Andes peruanos de acuerdo al ERA5

4.2.3 Duración de la Estación Lluviosa

La duración de la estación lluviosa en el área de estudio muestra una distribución espacial muy similar a la mostrada en el inicio de la misma. En las cuatro bases de datos empleadas el gradiente NO – SE a lo largo de los Andes se mantiene (Figuras 30, 31, 32 y 33). Esto último similar a lo encontrado por Jonaitis (2018) e Ita Vargas (2019), en los Andes del sur de Perú y Bolivia, quienes describen que la duración de la estación lluviosa exhibe el mismo patrón espacial que el inicio de la misma dada la poca variación espacial y temporal que presenta el fin del periodo lluvioso.

La duración de la estación lluviosa exhibe sus menores valores en la vertiente occidental desde Tacna hasta Piura (con algunas excepciones entre Cajamarca y Amazonas), alcanzando valores de entre 45 y 120 días. En la vertiente oriental de los Andes, la duración de la estación lluviosa varía entre los 120 y 270 días, la mayor duración se alcanza en la sierra norte del país (PISCO, CHIRPS y TRMM) y en la vertiente occidental de la sierra central (ERA5). Adicionalmente, se aprecia un gradiente más suave en la sierra sur y el altiplano, lo cual está relacionado a la evolución gradual del inicio de la misma (Jonaitis, 2018; Ita Vargas, 2019). Contrario a esto, un mayor contraste y gradiente en dirección NO – SE, se observa desde Lima hasta Cajamarca. El caso más excepcional se observa en la sierra norte, entre Cajamarca y Amazonas de acuerdo al ERA5 (Figura 33), área que presenta una duración menor a los 45 días, esto debido a las extremas fechas de inicio y fin de la estación lluviosa previamente descritos. Finalmente, cabe mencionar que, si bien se observa claramente la influencia del inicio de la estación lluviosa sobre la duración de la misma sobre la sierra sur del país (Jonaitis, 2018; Ita Vargas, 2019) y sobre la cuenca del río Mantaro (Giráldez *et al.*, 2020); también se aprecia visualmente la influencia del fin de la estación lluviosa sobre la duración de la misma en sectores de la sierra central y norte del país, conforme a las cuatro bases de datos empleadas.

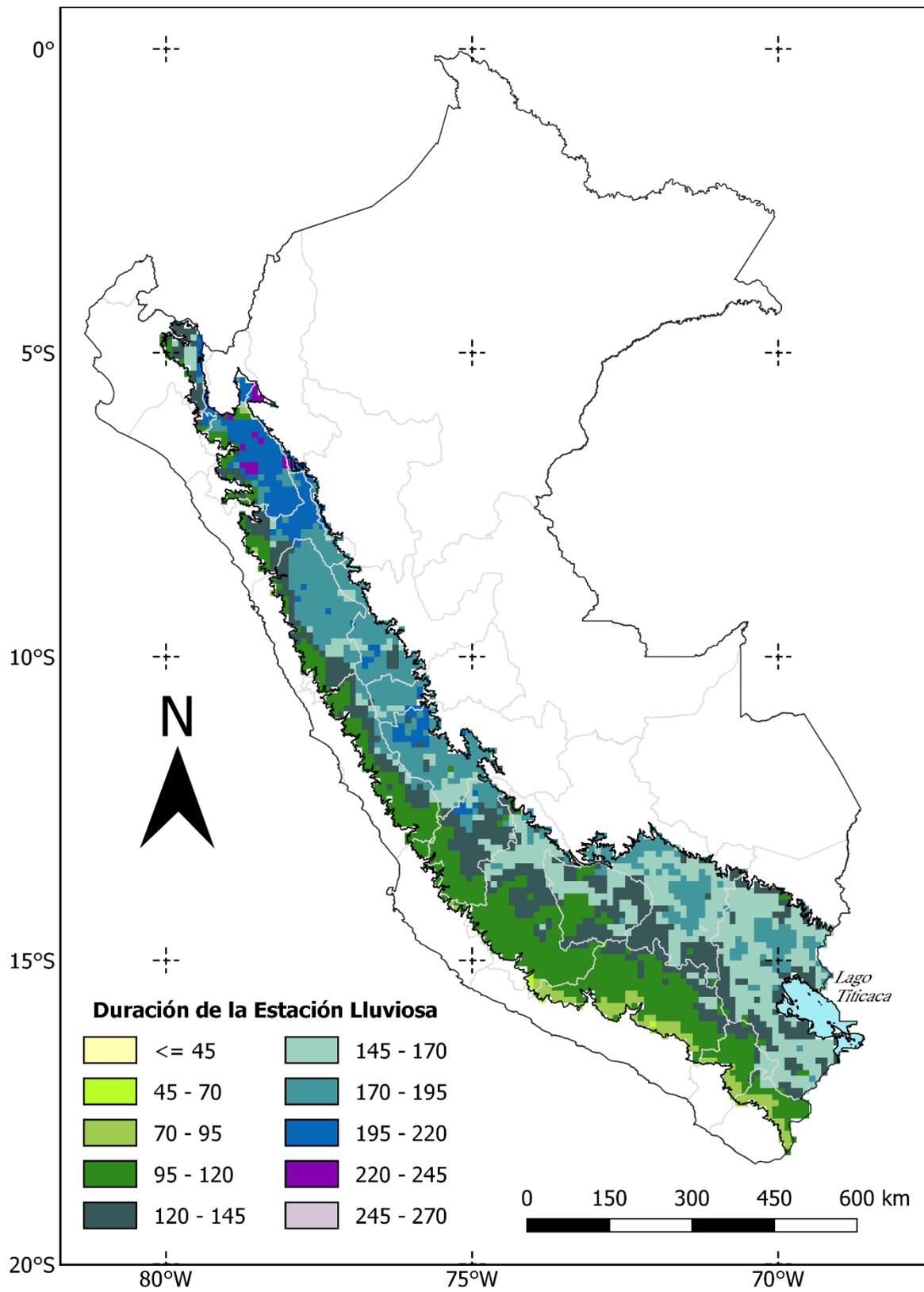


Figura 30: Duración de la estación lluviosa en los Andes peruanos de acuerdo al PISCO

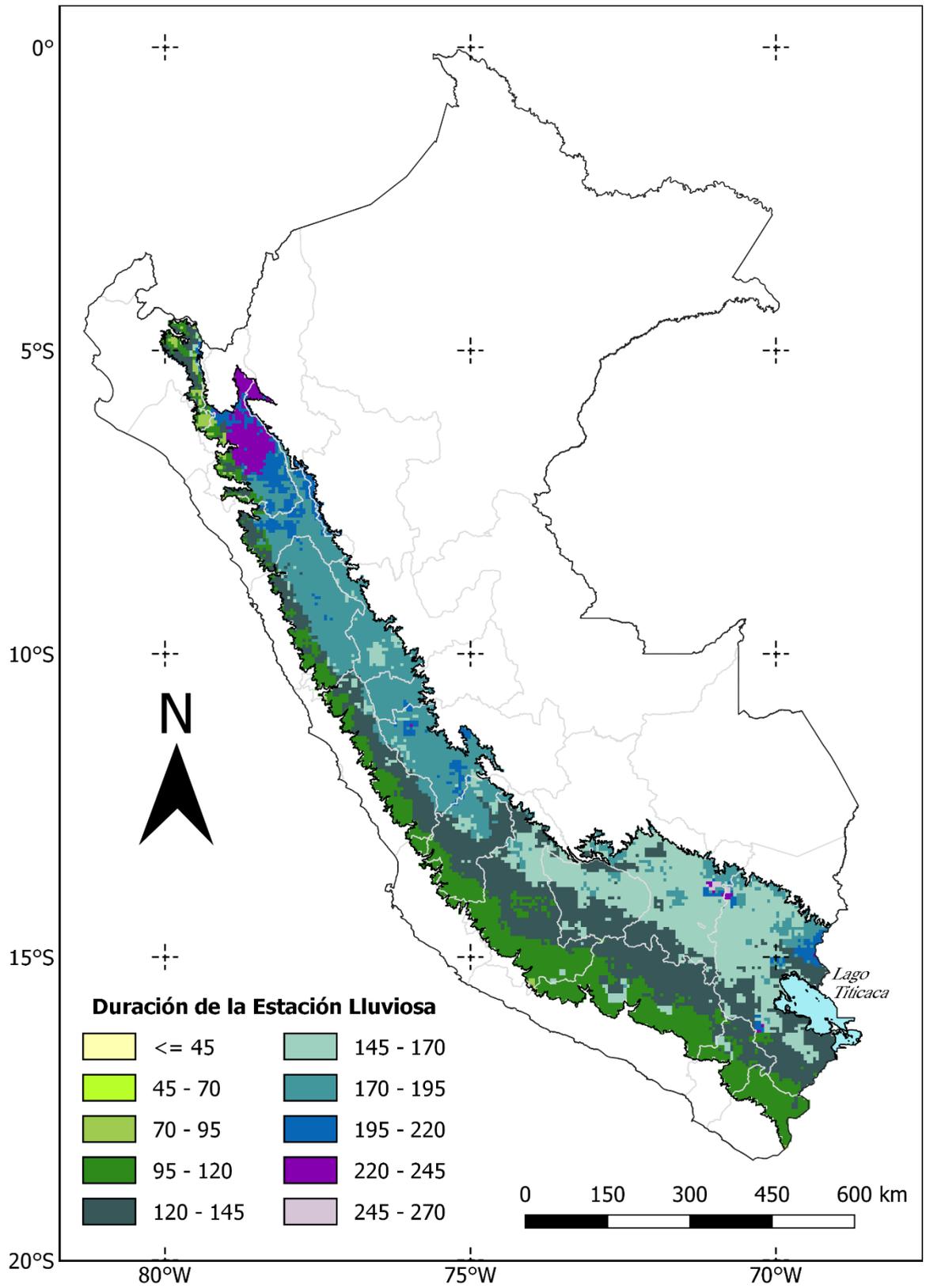


Figura 31: Fin de la estación lluviosa en los Andes peruanos de acuerdo al CHIRPS

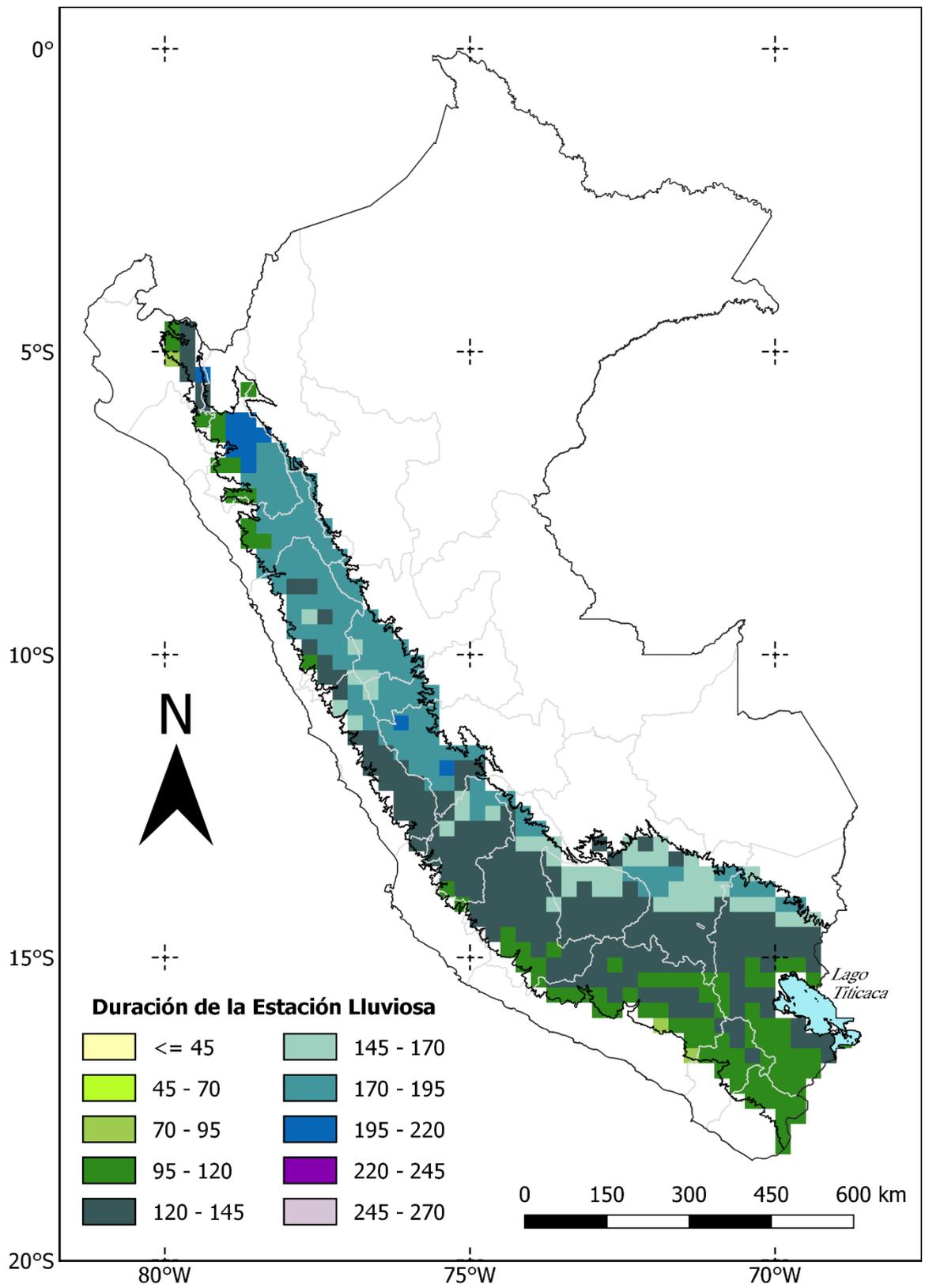


Figura 32: Fin de la estación lluviosa en los Andes peruanos de acuerdo al TRMM

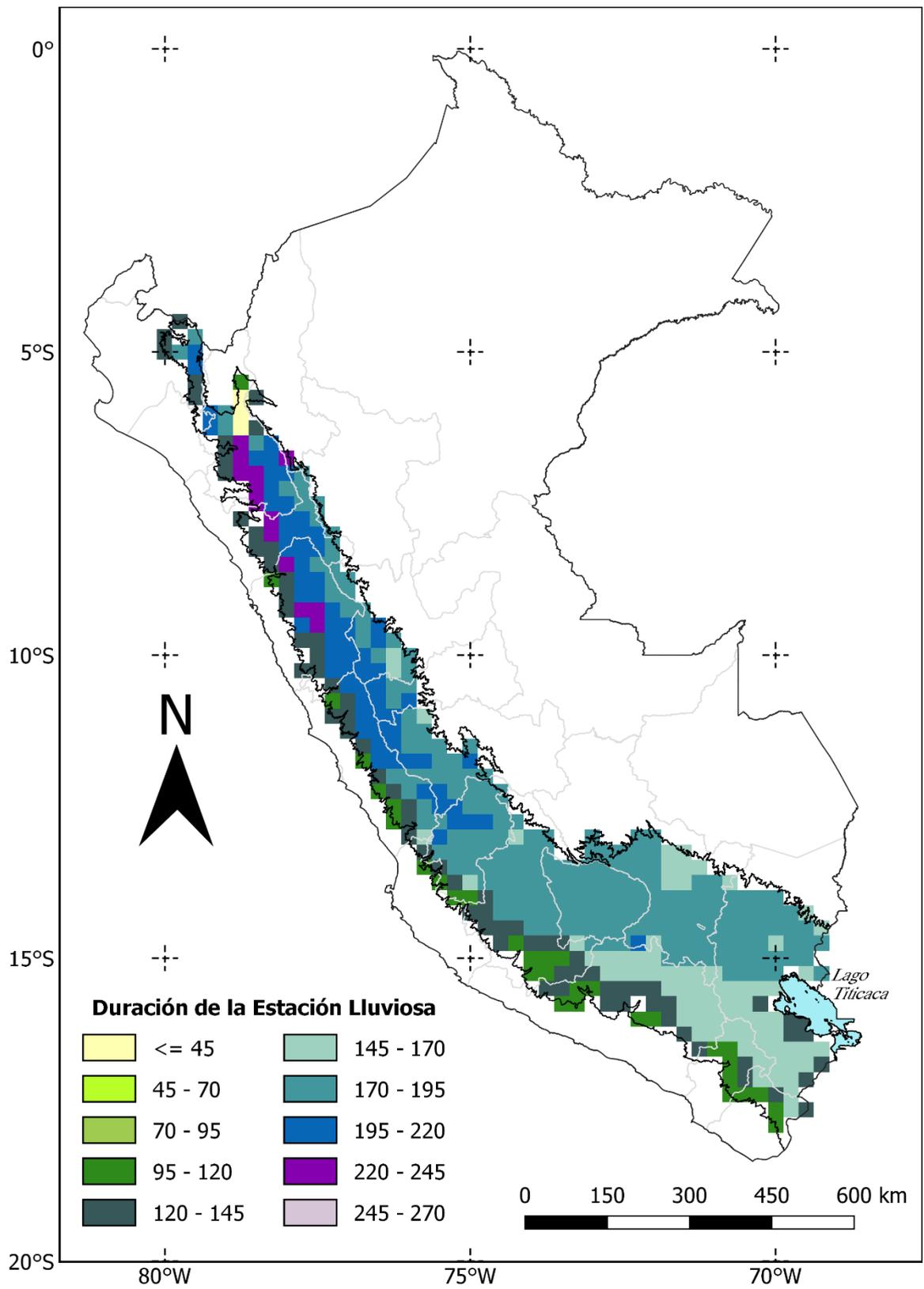


Figura 33: Fin de la estación lluviosa en los Andes peruanos de acuerdo al ERA5

En general, estos resultados muestran coherencia con los trabajos realizados usando estaciones in situ (Jonaitis, 2018; Ita Vargas, 2019; Giráldez *et al.*, 2020); sin embargo, un análisis futuro deberá incluir una amplia base de datos de estaciones meteorológicas, de instituciones gubernamentales como privadas, a fin de comprobar los resultados obtenidos, principalmente en zonas donde estas bases de datos exhiben discordancias o donde no se tuvo información al momento de su implementación (en el caso de PISCO no se contó por ejemplo con información de estaciones ubicadas en zonas elevadas). Del mismo modo, la evaluación de las fechas de inicio, fin y duración del periodo lluvioso puede ser llevado a cabo desde un punto de vista integral, considerando también aspectos biológicos, así como culturales, a fin de corroborar lo encontrado en este y otros trabajos.

La variabilidad espacial de las fechas del inicio y fin y de la extensión de la estación lluviosa tiene una gran implicancia para el desarrollo de diversas actividades socioeconómicas, anteriormente descritas. Esta variabilidad espacial debe ser considerada por los tomadores de decisiones al momento de la planificación de actividades que se sustentan en el recurso hídrico producto de las precipitaciones, desde su uso para consumo doméstico hasta su aprovechamiento en el sector agrícola y el energético. En este sentido, esta metodología plantea una nueva alternativa al monitoreo diario de las precipitaciones. Además, de plantear un análisis alternativo a la caracterización clásica de las precipitaciones basada en las observaciones mensuales y trimestrales; de este modo la evaluación de días consecutivos secos y húmedos, o de los máximos de precipitación diaria pueden hacerse dentro del periodo lluvioso año a año determinado por este método. Finalmente, estos resultados abren un nuevo camino en la realización de pronósticos estacionales de precipitación, los cuales, deberían ser más diferenciados de región a región a fin de mostrar un panorama más claro para los tomadores de decisiones.

4.2.4 Relación del inicio, fin y duración de la estación lluviosa con las variables geográficas y topográficas de los Andes peruanos

La relación entre los componentes de estación lluviosa (inicio, fin y duración) del PISCO, CHIRPS, TRMM y ERA5 se observan en las matrices de correlación de las Tablas 4, 5, 6 y 7, respectivamente (el Anexo 2 también muestra las correlaciones a diferentes niveles de significancia mediante el correlograma). El inicio y el fin de la estación lluviosa muestran valores de correlación negativa, con un nivel de significancia de 0.05 para el PISCO ($r =$

0.29), CHIRPS ($r = 0.22$) y ERA5 ($r = 0.12$), el coeficiente de correlación del TRMM no es significativo y alcanza solo el valor de $r = 0.03$. Estos valores son similares lo determinado por Ita Vargas (2019) quien encontró una correlación, $r = -0.29$, con un nivel de significancia de 0.05, entre el inicio y fin de la estación lluviosa. Esto refleja la baja relación entre las dos variables y muestra que, ante un inicio temprano o tardío de la estación lluviosa, el fin de la misma ocurrirá en un periodo similar en ambos escenarios. Respecto a la relación entre inicio y la duración de la estación lluviosa, los coeficientes de correlación son altos y con un nivel de significancia de 0.05, con $r = 0.96, 0.95, 0.94$ y 0.85 , para el PISCO, CHIRPS, TRMM y ERA5, respectivamente. Una correlación alta ($r = 0.97$) también fue encontrada por Ita Vargas (2019) entre las mismas variables, concluyendo que para los Andes centrales de Sudamérica la duración de la estación lluviosa depende en gran medida del inicio de la misma, dada la poca variación espacial en el fin de la estación lluviosa. Una conclusión similar también fue obtenida por Giráldez *et al.*, (2020), quien señala que el inicio de la estación lluviosa determina la duración de la misma dada la poca variabilidad en las fechas del fin de la estación. En este caso, también hemos observados en la sección anterior que la configuración espacial de la duración de la estación lluviosa es muy cercana a la mostrada por el inicio de la misma, es decir, que las grillas que muestran un inicio temprano de la estación lluviosa tienen también un periodo lluvioso más extenso. Finalmente, entre el fin y la duración de la estación lluviosa, los coeficientes de correlación, son positivos y con un nivel de significancia de 0.05, con $r = 0.56, 0.51, 0.36$ y 0.62 , para el PISCO, CHIRPS, TRMM y ERA5, respectivamente. Estos valores también son cercanos a lo descrito por Ita Vargas (2019). En este trabajo, esto muestra que a pesar que el fin de la estación lluviosa tiene poca variabilidad, la ocurrencia tardía de la misma favorece a una duración más larga del periodo lluvioso, como la presentada en la sierra centro norte del país para lo encontrado con las cuatro bases de datos empleadas; esto último contrario a lo encontrado por Jonaitis (2018), Ita Vargas (2019) y Giráldez *et al.*, (2020), para regiones específicas.

La relación del inicio de la estación lluviosa con variables como la longitud, latitud, elevación, aspecto y pendiente, éstas serán descritas a continuación. Primero, con respecto a la longitud, los coeficientes de correlación encontrados para las cuatro bases de datos varían entre 0.08 y 0.30, siendo la primera no significativa ($\alpha = 0.05$). El valor más alto es similar a lo encontrado por Ita Vargas (2019) con un $r = 0.27$, el cual puede asociarse a la proximidad a la cuenca Amazónica, la principal fuente de humedad de los eventos de

precipitación en los Andes del extremo sur del Perú y Bolivia (Garreaud *et al.*, 2003; Garreaud *et al.*, 2009; Perry *et al.*, 2013, 2017; Guy *et al.*, 2019). En cuanto a la latitud, los coeficientes de correlación, con un nivel de significancia de .05, varían entre los -0.2 y -0.42, en todos los casos. De acuerdo a Ita Vargas (2019), quien encontró un $r = -0.61$, dichos valores se relacionaban a un inicio temprano en el extremo norte del área de estudio, las cuales ocurrían posteriormente en el extremo sur de los Andes de Perú y Bolivia; sin embargo, se observa que en general, los inicios tempranos se presentan a lo largo de la vertiente occidental. Las correlaciones entre el inicio de la estación lluviosa y el aspecto, descrita como la dirección de la pendiente de las montañas, con un nivel de significancia de 0.05, son para el PISCO ($r = 0.08$) y CHIRPS ($r = 0.06$), son tan bajos como las correlaciones no significativas del TRMM ($r = 0.01$) y ERA5 ($r = 0.08$), los mayores valores similares a lo encontrado por Ita Vargas (2019) para la sierra sur del país. Se esperaba que la estación inicie antes en aquellas zonas con valores de aspecto entre los 45 y 135° , es decir en laderas dirigidas hacia el NE y el SE, hacia la cuenca amazónica; dado que Lavado *et al.*, (2012) encontró que la precipitación decrece hacia las laderas occidentales y hacia el sur de las regiones montañosas en las cuencas de los ríos Huallaga y Ucayali. Las correlaciones del inicio de estación con la pendiente y elevación también resultaron cercanos a cero, salvo por el valor $r = -0.33$, con un nivel de significancia de 0.05, del ERA5, entre el inicio y la elevación, lo cual indica que el inicio de estación ocurre primero en las zonas de mayor elevación, tal como lo muestra la Figura 25, en la que los picos de la Cordillera Blanca y Cordillera Real tienen los inicios más tempranos, similar a lo descrito por Giráldez *et al.*, (2020) en la cuenca del Mantaro.

Del mismo modo, el fin de la estación lluviosa exhibe las mayores correlaciones con la longitud y la latitud, incluso mayores que en entre estas variables y el inicio de estación. Los coeficientes de correlación entre el fin de la estación lluviosa y la longitud, son $r = -0.6$ (PISCO), $r = -0.54$ (CHIRPS), $r = -0.71$ (TRMM) y $r = -0.12$ (ERA5), todas con un nivel de significancia de 0.05. Estos altos valores, a excepción del ERA5, muestran que el fin de la estación lluviosa (o inicio de la estación seca), tiene lugar primero en las zonas al extremo este del área de y posteriormente en las áreas al extremo oeste. Por su parte, los coeficientes de correlación entre el fin de estación y la latitud muestran valores altos y con un nivel de significancia de 0.05, para el PISCO ($r = 0.72$), CHIRPS ($r = 0.68$) y TRMM ($r = 0.71$), y un valor cercano a cero y no significativo para el ERA5 ($r = 0.08$). Las correlaciones

positivas exhiben que, el fin de la estación lluviosa ocurre tempranamente en el extremo sur del área de estudio y posteriormente en el extremo norte. Esto último está directamente relacionado con lo anterior, ya que el extremo sur del área de estudio también está ubicado en el extremo este. Respecto a las demás variables analizadas, la elevación también registra los mayores valores del coeficiente de correlación entre tres de las bases de datos analizadas, PISCO ($r = 0.30$), CHIRPS ($r = 0.38$) y TRMM ($r = 0.47$), el coeficiente de correlación del ERA5 es cercano a cero y no significativo. Estos valores exhiben que las áreas ubicadas a mayor elevación son las primeras en experimentar el fin de la estación lluviosa. Sin embargo, estas correlaciones no aplican a todas las zonas del área de estudio, puesto que, como se mencionó en la sección anterior la orografía de los Andes junto con las circulaciones locales influyen tanto el inicio como el fin del periodo lluvioso y en última instancia, la duración de la misma. Tal es así que, Giráldez *et al.*, (2020) encontró lo opuesto (un inicio tardío en zonas elevadas de la cuenca del Mantaro), lo cual también se describe en el punto anterior para picos elevados como la cordillera Blanca y cordillera Vilcanota.

Por último, las relaciones entre la duración y las variables analizadas muestran también las mayores correlaciones con la longitud y la latitud. Respecto a la longitud las correlaciones son de $r = -0.31$ (PISCO), $r = -0.27$ (CHIRPS), $r = -0.59$ (TRMM) y $r = -0.12$ (ERA5), con un nivel de significancia de 0.05. De acuerdo a esto, la menor duración de la estación lluviosa se ubicaría en el extremo este del área de estudio, el cual es la zona sur del mismo. En relación a la latitud, las correlaciones son de $r = 0.54$ (PISCO), $r = 0.49$ (CHIRPS), $r = 0.63$ (TRMM) y $r = 0.20$ (ERA5), también con un nivel de significancia de 0.05, esto revela que la menor duración ocurre en el extremo sur área de estudio y la mayor duración en el extremo norte. En relación a las otras variables analizadas, estas son muy cercanas a cero, incluso, la elevación, la cual había mostrado algunas correlaciones altas y significativas anteriormente. Las correlaciones analizadas en este apartado, están sujetas al área de estudios; más adelante se puede hacer un análisis más local, a fin de analizar a mayor detalle las relaciones del inicio, fin y duración de la estación lluviosa con las variables analizadas en este trabajo e incluso con otras más.

Tabla 4: Matriz de correlación del inicio, fin y duración de la estación lluviosa del PISCO con variables geográficas y topográficas

	Inicio	Fin	Duración	Longitud	Latitud	Aspecto	Pendiente	Elevación
Inicio	1.00							
Fin	-0.29*	1.00						
Duración	-0.96*	0.56*	1.00					
Longitud	0.15*	-0.60*	-0.31*	1.00				
Latitud	-0.37*	0.72*	0.54*	-0.91*	1.00			
Aspecto	0.08*	-0.03	-0.08*	-0.01	-0.02	1.00		
Pendiente	-0.06*	0.09*	0.08*	-0.30*	0.29*	0.02	1.00	
Elevación	-0.07*	-0.30*	-0.03	0.48*	-0.49*	-0.02	-0.31*	1.00

Los asteriscos muestran las correlaciones significativas al 95% ($\alpha = 0.05$)

Tabla 5: Matriz de correlación del inicio, fin y duración de la estación lluviosa del CHIRPS con variables geográficas y topográficas

	Inicio	Fin	Duración	Longitud	Latitud	Aspecto	Pendiente	Elevación
Inicio	1.00							
Fin	-0.22*	1.00						
Duración	-0.95*	0.51*	1.00					
Longitud	0.11*	-0.54*	-0.27*	1.00				
Latitud	-0.32*	0.68*	0.49*	-0.91*	1.00			
Aspecto	0.06*	-0.02*	-0.06*	-0.03*	0.00	1.00		
Pendiente	-0.04*	0.11*	0.07*	-0.31*	0.30*	0.01	1.00	
Elevación	-0.06*	-0.38*	-0.07*	0.50*	-0.52*	-0.02*	-0.32*	1.00

Los asteriscos muestran las correlaciones significativas al 95% ($\alpha = 0.05$)

Tabla 6: Matriz de correlación del inicio, fin y duración de la estación lluviosa del TRMM con variables geográficas y topográficas

	Inicio	Fin	Duración	Longitud	Latitud	Aspecto	Pendiente	Elevación
Inicio	1.00							
Fin	-0.03	1.00						
Duración	-0.94*	0.36*	1.00					
Longitud	0.30*	-0.71*	-0.52*	1.00				
Latitud	-0.42*	0.71*	0.63*	-0.91*	1.00			
Aspecto	-0.01	-0.02	0.00	-0.01	-0.04	1.00		
Pendiente	-0.18*	0.12*	0.21*	-0.24*	0.23*	-0.03	1.00	
Elevación	0.04	-0.47*	-0.19*	0.49*	-0.52*	0.03	-0.29*	1.00

Los asteriscos muestran las correlaciones significativas al 95% ($\alpha = 0.05$)

Tabla 7: Matriz de correlación del inicio, fin y duración de la estación lluviosa del ERA5 con variables geográficas y topográficas

	Inicio	Fin	Duración	Longitud	Latitud	Aspecto	Pendiente	Elevación
Inicio	1.00							
Fin	-0.12*	1.00						
Duración	-0.85*	0.62*	1.00					
Longitud	0.08	-0.12*	-0.12*	1.00				
Latitud	-0.20*	0.08	0.20*	-0.91*	1.00			
Aspecto	0.08	0.03	-0.05	-0.02	0.04	1.00		
Pendiente	-0.03	0.07	0.06	-0.32*	0.26*	-0.01	1.00	
Elevación	-0.33*	0.00	0.26*	0.50*	-0.51*	-0.05	-0.29*	1.00

Los asteriscos muestran las correlaciones significativas al 95% ($\alpha = 0.05$)

4.3 Comparación de inicio, fin y duración de la estación lluviosa entre los diferentes datos grillados de precipitación

4.3.1 Evaluación de los estadísticos básicos

En la Tabla 8 se muestra la primera aproximación de la comparación de los resultados obtenidos previamente. El promedio de las fechas de inicio de estación revela una marcada similitud entre el PISCO, CHIRPS y TRMM, cuyos inicios ocurren el 15, 13 y 11 de noviembre, respectivamente; por su parte, la fecha promedio de inicio de estación del ERA5 es el 28 de octubre, medio mes previo al inicio las otras bases de datos. Los inicios más tempranos se presentan a fines de agosto (CHIRPS) y en la primera quincena de setiembre (PISCO, TRMM y ERA5); mientras que los inicios más tardíos ocurren entre el 03 y el 28 de febrero. La variabilidad de las fechas de inicio de estación a lo largo del área de estudio se muestra en el campo de la desviación estándar, cuyos valores están en el rango aproximado de ± 1 mes, respecto al promedio de cada base de dato.

Respecto a las fechas promedio del fin de la estación lluviosa son bastante homogéneas entre las cuatro bases de datos, teniendo lugar el 10 y el 14 de abril. Las fechas más tempranas en las que el fin de estación ocurre son el 28 de febrero (PISCO), el 15 y 23 de marzo (CHIRPS y TRMM, respectivamente); la fecha más extrema es el 12 de agosto (ERA5), esto se debe a que el valor máximo en la curva de la anomalía acumulada de la precipitación ($Ac_{(a)}$), que marca el fin de estación ocurriría el día 12 de agosto, esto a su vez se podría deber a que la grilla correspondiente a ese valor no presenta un régimen de precipitación anual, sino uno bianual. Las fechas más tardías del fin de estación varían entre el 01 y el 30 de junio. La variabilidad entre las fechas del fin de estación es menor, respecto al inicio de la misma, a excepción del ERA5, la cual tiene una desviación estándar de 20.9 comparado a los 10.0, 9.7 y 9.1 del PISCO, CHIRPS y TRMM, respectivamente.

La duración de la estación lluviosa presenta un periodo promedio que varía entre los 144 y 168 días entre las cuatro bases de datos empleadas. Los periodos lluviosos más cortos registrados son de 59, 77 y 85 días en el PISCO, CHIRPS y TRMM, respectivamente; sin embargo, el ERA5 registra una duración negativa de -173 días, lo cual se debería a la presencia de fechas inusuales, principalmente en el fin de la estación. Los periodos húmedos más largos están en el rango 212 a 253 días entre las cuatro bases de datos. La variabilidad del periodo húmedo es ligeramente mayor respecto al inicio de la estación lluviosa, con el

ERA5 registrando la mayor entre las cuatro bases de datos debido al valor extremo de -173 días.

Tabla 8: Variables estadísticas descriptivas del inicio, fin y duración de la estación lluviosa de acuerdo a las cuatro bases de datos grillados de precipitación

Base de datos	Mínimo	Promedio	Máximo	Desviación estándar
Inicio de la estación lluviosa				
PISCO	14/09	15/11	28/02	28.5
CHIRPS	29/08	13/11	03/02	27.2
TRMM	18/09	11/11	10/02	25.2
ERA5	07/09	28/10	18/02	31.5
Fin de la estación lluviosa				
PISCO	28/02	11/04	01/06	10.0
CHIRPS	15/03	12/04	10/06	9.7
TRMM	23/03	10/04	07/06	9.1
ERA5	12/08	14/04	30/06	20.9
Duración de la estación lluviosa				
PISCO	59	147	244	32.9
CHIRPS	77	150	253	30.8
TRMM	85	144	212	27.0
ERA5	-173	168	236	39.8

La duración de la estación lluviosa esta expresada en días, al igual los valores de la desviación estándar

Adicionalmente, los diagramas representados en la Figura 34 muestran la distribución de los valores del inicio de la estación lluviosa entre las cuatro bases de datos, de las cuales el ERA5 es la única que presenta valores atípicos. El diagrama de violín del CHIRPS muestra que la mayor concentración de datos se encuentra alrededor del día 110 (18 de octubre), seguidos de un segundo y tercer pico entre los días 150 y 170 (27 de noviembre y 17 de diciembre). Los resultados del ERA5 muestran también que una mayor concentración de pixeles alrededor del día 100 (8 de octubre); mientras que los valores atípicos encontrados, de acuerdo al diagrama de caja, están por encima del valor del día 200 (16 de enero). El diagrama del PISCO muestra una mayor concentración de datos alrededor de los días 110 y 170, 18 de octubre y 17 de diciembre, respectivamente. Finalmente, los resultados del

TRMM, también muestran dos picos de concentración de datos, la primera alrededor del día 105 (13 de octubre) y la segunda alrededor del día 151 (28 de noviembre).

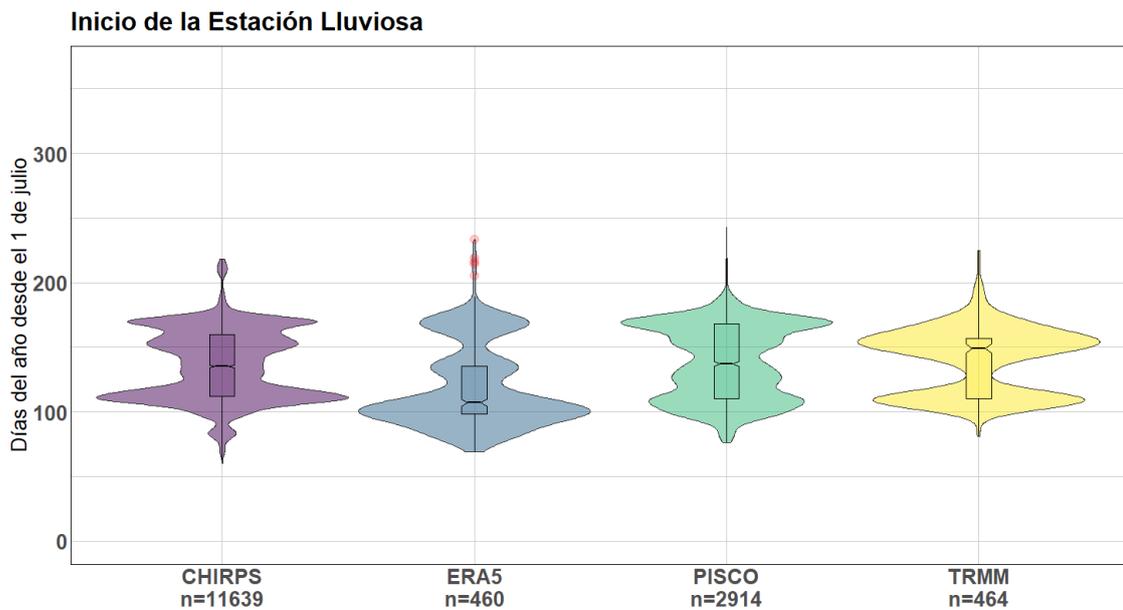


Figura 34: Diagramas de violín más diagramas de caja del inicio de la estación lluviosa de acuerdo a las cuatro bases de datos empleadas. Los valores atípicos aparecen en color rojo

Respecto al fin de la estación lluviosa (Figura 35), las cuatro bases de datos muestran una distribución más homogénea que el inicio de la misma; sin embargo, se registra un mayor número de valores atípicos en los resultados obtenidos del PISCO, CHIRPS, TRMM y ERA5. Las cuatro bases de datos revelan una mayor concentración de valores alrededor del día 285 (4 de abril), donde aproximadamente también se ubica la media del diagrama de cajas. Los valores atípicos más extremos le corresponden al ERA5, los cuales varían entre los días 43 (12 de agosto) y 275 (1 de abril) en el límite inferior y entre los días 306 (2 de mayo) y 365 (30 de junio) en el límite superior.

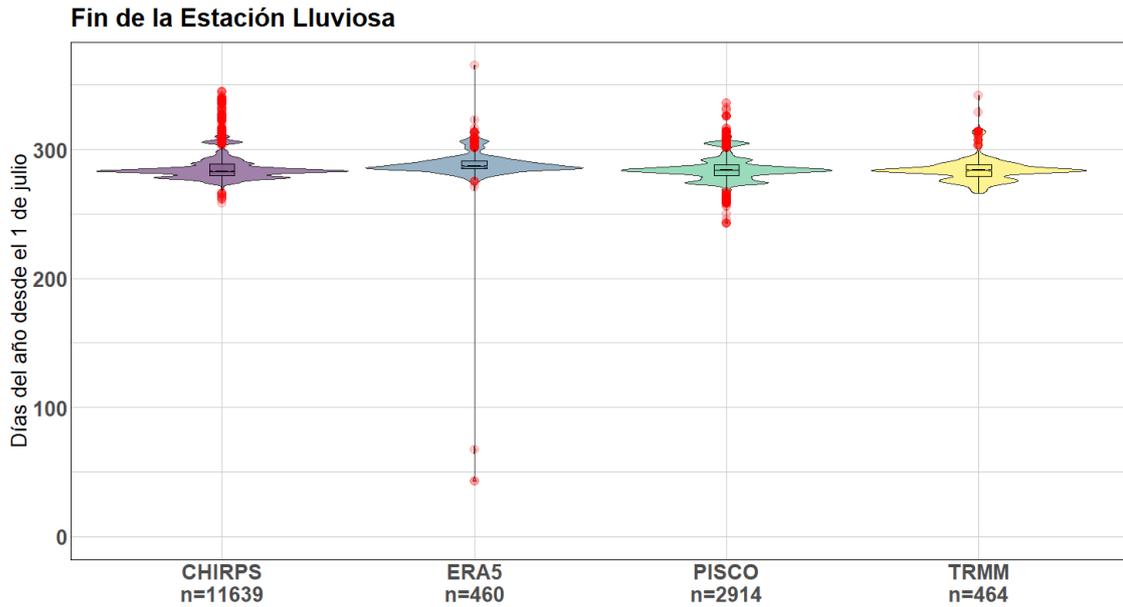


Figura 35: Diagramas de violín más diagramas de caja del fin de la estación lluvioso de acuerdo a las cuatro bases de datos empleadas. Los valores atípicos aparecen en color rojo

La duración de la estación lluviosa (Figura 36), tiene una distribución parecida a la del inicio de la misma. Los resultados del CHIRPS muestran dos puntos de concentraciones máximas, la primera, alrededor de los 110 días y la segunda, próxima a los 190 días de duración; además, se presentan valores atípicos por encima de los 250 días de duración. Los datos del ERA5 muestran solo un pico máximo de concentración, también alrededor de los 190 días de duración; esta base de datos también presenta los valores atípicos más extremos, los cuales presentan valores negativos de -173, -152 y -162 días. El resultado del PISCO también muestra dos picos de concentración de datos, ligeramente diferenciados, alrededor de los 110 y 190 días de duración. De igual modo, el TRMM, posee dos picos de concentración, alrededor de los mismos valores, sin embargo, con mayor concentración hacia los 110 días de duración.

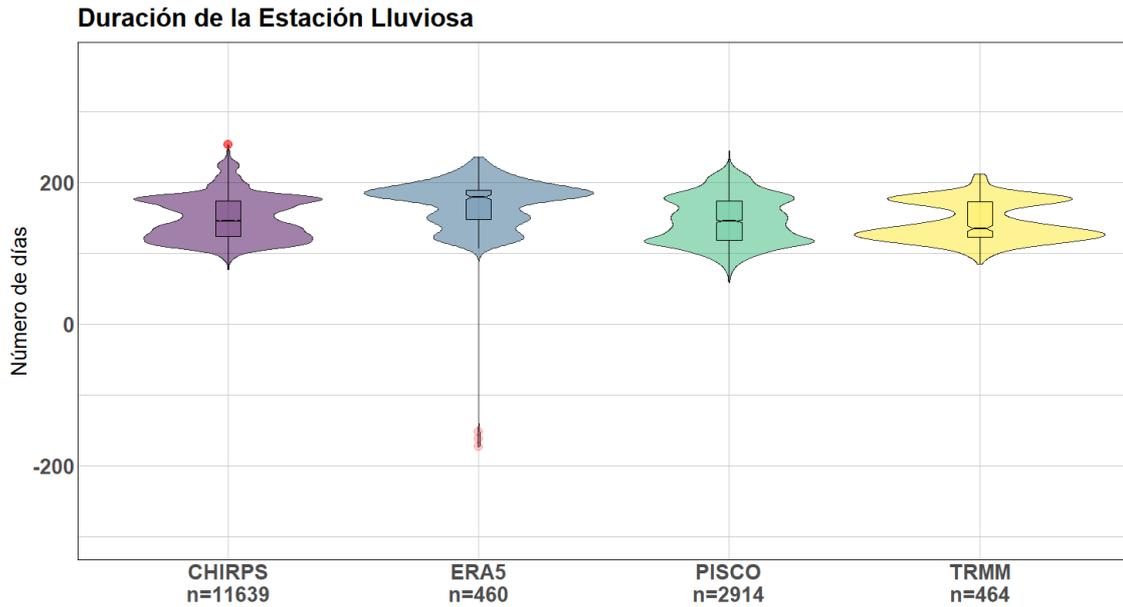


Figura 36: Diagramas de violín más diagramas de caja de la duración de la estación lluviosa de acuerdo a las cuatro bases de datos empleadas. Los valores atípicos aparecen en color rojo

En relación a los valores atípicos presentados en el inicio, fin y duración del periodo lluvioso, la Figura 37 muestra la distribución espacial de los mismos de acuerdo a cada una de las bases de datos empleadas. Los únicos valores atípicos detectados en el inicio de estación fueron del ERA5 los cuales se ubican en el extremo norte del área de estudio, entre las regiones de Cajamarca y Amazonas. Por su parte, la mayoría de los valores atípicos presentados en el fin de la estación lluviosa, se encuentran en el norte del área de estudio; mientras que solo algunos de estos se encuentran dispersos en la sierra central y sur, en ambas vertientes de los Andes peruanos. Los valores atípicos propios de la duración también se ubican en el norte (ERA5); mientras que los valores correspondientes al TRMM se localizan en la cordillera oriental de Cusco, cercano a las áreas glaciares de la Cordillera Real.

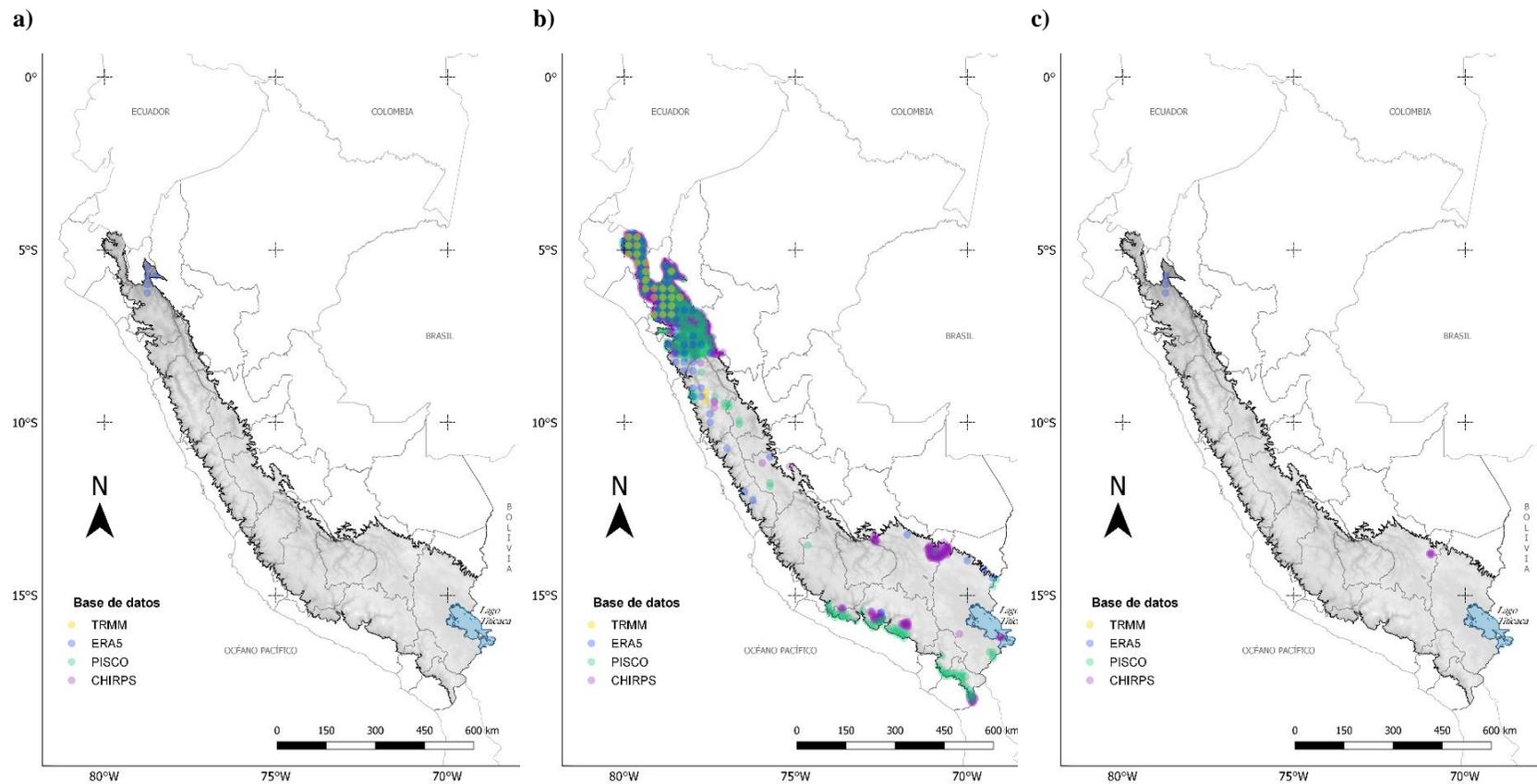


Figura 37: Valores atípicos (outliers) encontrados entre las cuatro bases de datos en el inicio (a), fin (b) y duración (c) de la estación lluviosa

4.3.2 Evaluación del patrón espacial

La comparación a través del PPC y EAM del inicio de la estación lluviosa (Tabla 9) revela una mayor correlación espacial, $r = 0.76$, entre los resultados del PISCO y CHIRPS, así como una menor diferencia, de 12.36 días, en la ocurrencia promedio del inicio de estación. Entre el CHIRPS y TRMM también existe una correlación alta, $r = 0.68$, y un EAM de 13.87 días. Los valores de correlación decrecen entre las comparaciones del PISCO y TRMM; y del ERA5 con las otras tres bases de datos. Respecto a los valores del EAM, los valores más altos están asociados al ERA5.

Tabla 9: Matriz de correlación del inicio de la estación lluviosa entre las cuatro bases de datos de precipitación

	PISCO	CHIRPS	TRMM	ERA5
PISCO		12.36	16.21	24.95
CHIRPS	0.76		13.87	22.68
TRMM	0.61	0.68		29.25
ERA5	0.58	0.61	0.49	

Bajo la diagonal se encuentran los valores de la correlación espacial Pearson (PPC), significativas al 95% ($\alpha = 0.05$) y, sobre la diagonal están los valores del error absoluto medio (EAM), en días

La evaluación del PPC y del EAM sobre el fin de la estación lluviosa (Tabla 10) nos permitió determinar las correlaciones espaciales de $r = 0.56$ y $r = 0.62$ entre el PISCO, CHIRPS y TRMM, sin embargo, las correlaciones asociadas con el ERA5 resultaron muy cercanas a cero y negativas, ello debido a los resultados mencionados en la sección 4.2.2 que muestra una distribución opuesta del fin de la estación lluviosa respecto a las demás bases de datos. Respecto al EAM los valores más bajos también están relacionadas al PISCO, CHIRPS y TRMM, mientras que los valores más altos están asociados al ERA5.

En cuanto a la duración de la estación lluviosa (Tabla 11), correlaciones del orden de $r = 0.78$, $r = 0.69$ y $r = 0.65$ son propios de las comparaciones del PISCO, CHIRPS y TRMM, mientras que los valores más bajos son propios del ERA5. Las mismas características se encuentran al analizar el EAM, en el cual, el ERA5 muestra las mayores diferencias entre todas las bases de datos.

Tabla 10: Matriz de correlación del fin de la estación lluviosa entre las cuatro bases de datos de precipitación

	PISCO	CHIRPS	TRMM	ERA5
PISCO		4.9	6.02	8.15
CHIRPS	0.62		5.18	7.74
TRMM	0.56	0.6		8.04
ERA5	-0.045	-0.07	-0.065	

Bajo la diagonal se encuentran los valores de la correlación espacial Pearson (PPC), significativas al 95% ($\alpha = 0.05$) y, sobre la diagonal están los valores del error absoluto medio (EAM), en días

Tabla 11: Matriz de correlación de la duración de la estación lluviosa entre las cuatro bases de datos de precipitación

	PISCO	CHIRPS	TRMM	ERA5
PISCO		14.64	18.83	30.36
CHIRPS	0.78		16.09	27.75
TRMM	0.65	0.69		34.39
ERA5	0.41	0.36	0.32	

Bajo la diagonal se encuentran los valores de la correlación espacial Pearson (PPC), significativas al 95% ($\alpha = 0.05$) y, sobre la diagonal están los valores del error absoluto medio (EAM), en días

V. CONCLUSIONES

De la identificación de las fechas de inicio y fin de la estación lluviosa en los Andes peruanos y la determinación de su duración usando diferentes datos grillados de precipitación.

1. En el área de estudio, el cálculo de la anomalía acumulada de la precipitación media diaria, reveló diferencias tanto en la precipitación media diaria como en la anomalía de la precipitación media diaria. En la cual el ERA5 exhibe los valores más altos de precipitación, respecto al PISCO, CHIRPS y TRMM, cuyos resultados fueron más próximos entre sí. El establecimiento de la estación lluviosa reveló ser un proceso gradual, con la precipitación incrementándose paulatinamente hasta el inicio de la estación, además de presentar mayor variabilidad en su ocurrencia. Por su parte, el fin de la estación lluviosa está asociado a una rápida disminución de las precipitaciones y presenta menor variabilidad en su ocurrencia. En cuanto a la duración de la estación lluviosa, los datos del PISCO, CHIRPS y TRMM muestran periodos muy similares; mientras que, en el ERA5 la duración es mayor.

De la determinación de la variabilidad espacial del inicio, fin y duración de la estación lluviosa entre los diferentes datos grillados usados en el estudio.

2. La variabilidad espacial del inicio, fin y duración de la estación lluviosa exhiben cada uno sus particularidades, revelando la influencia de la cordillera andina, así como de las circulaciones atmosféricas:
 - a) El inicio de la estación lluviosa tiene una distribución espacial en sentido NO – SE a lo largo de la cordillera, en la cual, en general, el inicio de la estación ocurre primero en la vertiente oriental de los Andes y posteriormente en la vertiente occidental. En este sentido, los Andes es uno de los factores que condiciona el

inicio del periodo húmedo actuando como una barrera física para la humedad proveniente de la Amazonia. Además, su compleja orografía influencia las circulaciones a escala sinóptica y escala local propiciando una distribución diferenciada de las precipitaciones y por tanto del inicio del periodo lluvioso. En este sentido, las circulaciones sinópticas, especialmente su respuesta al cambio de insolación es otro factor relevante en el inicio de la estación lluviosa en los Andes peruanos.

- b) La variabilidad espacial del fin de la estación lluviosa (inicio de la estación seca) no muestra claramente la configuración espacial esperada (variación en sentido NO – SE) a lo largo del área de estudio; sin embargo, si se observa una mayor uniformidad en las fechas del fin de la estación lluviosa en ambas vertientes de la cordillera andina en tres las bases de datos analizadas (PISCO, CHIRPS y TRMM). Adicionalmente, los resultados revelaron un gradiente S – N, el cual respondería, en primer lugar, al desplazamiento hacia latitudes bajas de vientos del oeste, característicos de la estación seca, así como a la reducción de la advección de humedad en niveles bajos. Asimismo, las correlaciones encontradas entre el fin de la estación lluviosa y la longitud y la latitud, muestra concordancia con su distribución espacial ya que el fin de la estación tiene lugar primero en el extremo sur, el cual también es el extremo este, del área de estudio.

- c) La duración de la estación lluviosa muestra una distribución similar a la mostrada por el inicio de la estación lluviosa, principalmente en la zona sur del país. Ello se debe a la poca variabilidad espacial mostrada por el fin de la estación lluviosa, lo cual también se ve reflejado en el alto grado de correlación entre la duración y el inicio de la estación lluviosa ($r > 0.80$, $\alpha = 0.05$). Mientras que en la zona central y norte se aprecia la influencia del fin de la misma en su distribución espacial, a pesar de que las correlaciones son menores ($r \sim 0.5$, $\alpha = 0.05$) que los obtenidos con respecto al inicio de la estación.

De la comparación de los componentes de la estación lluviosa (inicio, fin y duración) entre los diferentes datos empleados en el estudio.

3. Los resultados de las cuatros bases de datos grillados de precipitación mostraron aspectos comunes a todas ellas, del mismo modo que, discrepancias en los resultados obtenidos respecto a las fechas de inicio y fin de la estación lluviosa, así como en la duración de la misma:
 - a) La comparación entre las cuatro bases de datos empleadas permitió mostrar que la mayor variabilidad espacial la tiene la duración ($27.0 < DS < 39.8$), seguido del inicio ($25.2 < DS < 31.5$) y del fin de la estación lluviosa ($9.1 < DS < 20.9$). También revelo que la distribución de los datos del inicio y la duración son más variables, siendo estas bimodal en ambas y presentando una distribución normal en el fin de la estación lluviosa. Los mayores valores atípicos los posee el ERA5 (tanto en el inicio, como en el fin y en la duración), y en general, estos se ubican mayormente en la sierra norte del país, particularmente entre las regiones de Cajamarca y Amazonas.
 - b) La comparación estadística a través del PPC y EAM entre las bases de datos empleadas revelo, además, gran similitud entre los resultados obtenidos entre el PISCO y CHIRPS, reflejado en los mayores valores de correlación espacial de Pearson (PPC) y los menores valores del error absoluto medio (EAM) tanto en el inicio (PPC = 0.76, $\alpha = 0.05$ y EAM = 12.36), fin (PPC = 0.62, $\alpha = 0.05$ y EAM = 4.9) y duración de la estación lluviosa (PPC = 0.78, $\alpha = 0.05$ y EAM = 14.64). El ERA5 fue la base de datos que mostro las correlaciones más bajas, así como los valores más altos del EAM en el inicio (PPC = 0.58, $\alpha = 0.05$ y EAM = 24.95), fin (PPC = -0.45, $\alpha = 0.05$ y EAM = 8.15) y duración de la estación lluviosa (PPC = 0.41, $\alpha = 0.05$ y EAM = 30.36). Revelando mayor discrepancia de entre las cuatro bases de datos empleadas, principalmente en la evaluación del fin de la estación lluviosa, dada su distribución espacial en gran parte opuesta a las demás bases de datos.

VI. RECOMENDACIONES

1. La primera recomendación referente a este estudio es aplicar la misma metodología usando datos de precipitación diaria de estaciones meteorológicas ubicadas en el área de estudio y comparar los resultados con los obtenidos con los del presente estudio a fin de determinar cuál de ellos representa mejor la estacionalidad de la precipitación en los Andes peruanos. Asimismo, es importante colaborar con diferentes instituciones, tanto públicas como privadas a fin de incorporar el máximo número posible de estaciones meteorológicas y lograr una mayor cobertura espacial.
2. En adelante esta investigación se puede ampliar y evaluar la variabilidad temporal; es decir, la variabilidad interanual e identificar tendencias significativas en la ocurrencia de las fechas de inicio, fin y duración de la estación lluviosa, puesto que un inicio y fin temprano y/o tardío de la estación lluviosa puede afectar grandemente sectores socioeconómicos como agricultura, hidroeléctrica, turismo, consumo doméstico, incluso ecosistemas, las cuales depende fuertemente de las precipitaciones durante el periodo lluvioso.
3. Otro punto a ampliar en la investigación es el análisis de los factores sinópticos asociados con el inicio, fin y duración lluviosa a nivel de los Andes. Algunos procesos meteorológicos discutidos en el presente trabajo necesitan ser ahondados para lograr una mejor comprensión de su dinámica en relación a los Andes (a menor escala) y en relación al monzón de Sudamérica. En este sentido, el análisis de teleconexiones relacionado al inicio, fin y duración de la estación lluviosa pueden apoyar a la identificación de las causas relacionadas a inicios y fines tempranos y/o tardíos de la estación lluviosa en los Andes peruanos.

4. Un análisis holístico del inicio, fin y duración de la estación lluviosa en los Andes peruanos se puede ampliar en base a observaciones y/o indicadores biológicos, como el cambio de vegetación en los Andes. Además, se puede incluir los conocimientos ancestrales que los pobladores de las comunidades andinas emplean para predecir la temporada lluviosa y sus características.

VII. BIBLIOGRAFÍA

- AMS (American Meteorological Society). (2020). Glossary of Meteorology. Recuperado de: https://glossary.ametsoc.org/wiki/Rainy_season.
- ANA (Autoridad Nacional del Agua). (2014). Inventario de Glaciares del Perú. Segunda Actualización. Huaraz, Perú. 193p.
- Andrade, MF. (2018). Atlas-clima y eventos extremos del Altiplano Central Perú-Boliviano / Climate and extreme events from the Central Altiplano of Peru and Bolivia 1981-2010. *Geographica Bernensia*, 188 pp., doi:10.4480/GB2018.N01.
- Aybar, C; Fernández, C; Huerta, A; Lavado, W; Vega, F; Felipe-Obando, O. (2019). Construction of a high-resolution gridded rainfall dataset for Peru from 1981 to the present day, *Hydrological Sciences Journal*, DOI: 10.1080/02626667.2019.1649411.
- Chávez, SP & Takahashi, K. (2017). Orographic rainfall hot spots in the Andes-amazon transition according to the trmm precipitation radar and in situ data. *J. Geophys. Res. Atmos.*, 122, 5870–5882, doi:10.1002/2016JD026282.
- Copernicus Climate Change Service (C3S) (2017). ERA5: Fifth generation of ECMWF atmospheric reanalysis of the global climate. Copernicus Climate Change Service Climate Data Store (CDS). Recuperado de <https://cds.climate.copernicus.eu/cdsapp#!/home>.
- Danielson, J., & D. Gesch. (2011) Global multi-resolution terrain elevation data 2010 (gmted2010). Open-file report, U.S. Geological Survey, 26 pp.
- Devenish, C; Gianella, C; De Bievre, B. (2012). 20 years of Sustainable Mountain Development in the Andes. From Rio 1992 to 2012 and beyond. Final Version. Lima, Perú.
- Drenkhan, F; Carey, M; Huggel, C; Seidel, J; Ore, MT. (2015). The changing water cycle: climatic and socioeconomic drivers of water-related changes in the Andes of Peru. *WIREs Water*, 2, 715733, doi:10.1002/wat2.1105.

- Dunning, CM; Black, ECL; Allan, RP. (2016). The onset and cessation of seasonal rainfall over Africa. *J. Geophys. Res. Atmos.*, 121 (11), 405-424, doi:10.1002/2016JD025428.
- Endries, JL; Perry, B; Yuter, SE; Seimon, A; Andrade-flores, M; Ronald, W; ... Arias, S. (2018). Radar-observed characteristics of precipitation in the tropical high Andes of southern Peru and Bolivia. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, 57, 1441–1458, doi:10.1175/JAMC-D-17-0248.1.
- Francou, B; Vuille, M; Wagnon, P; Mendoza, J; Sicart, JE. (2003). Tropical climate change recorded by a glacier in the central Andes during the last decades of the twentieth century: Chacaltaya, Bolivia, 16 S. *J. Geophys. Res.*, 108 (0), XXXX, doi:10.1029/2002JD002959.
- Funk, C; Peterson, P; Landsfeld, M; Pedreros, D; Verdin, J; Shukla, S; ... Michaelsen, J. (2015). The climate hazards infrared precipitation with stations - a new environmental record for monitoring extremes. *Scientific data* 2:150066. DOI: 10.1038/sdata.2015.66.
- Gálvez Chavarri JM; Quispe Gutiérrez, N; Villegas Paredes, E; Yacola Arevalo, E. (2016). *Climatología Sinóptica de Sudamérica. Procesos del Oeste de la Amazonia y de los Andes Centrales*. Lima, Perú. [Diapositiva de Powerpoint]
- Garreaud, R; Vuille, M; Clement, AC. (2003). The climate of the altiplano: observed current conditions and mechanisms of past changes. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 194, 5–22, doi:10.1016/S0031-0182(03)00269-4.
- Garreaud, RD; Vuille, M; Compagnucci, R; Marengo, J. (2009). Present-day south american climate. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 281, 180–195, doi:10.1016/j.palaeo.2007.10.032.
- Gilford, MT; Vojtesak, MJ; Myles, G; Bonam, RC; Martens, DL. (1991). South America south of the Amazon river –a climatological study. USAFETAC Tech. Note USAFETAC/TN–798 92/004, USAFETAC, 716 pp.
- Guy, H; Seimon, A; Perry, L; Konecky, B; Rado, M; Andrade, M; Potocki, M; Mayewski, P. (2019). Subseasonal variations of stable isotopes in tropical Andean precipitation. *Journal of Hydrometeorology*, 23, 3762–3791.
- Holtz, Y. (2018). The R Graph Gallery. Boxplot. Recuperado de: <https://www.r-graph-gallery.com/boxplot.html>.
- Huffman, GJ; Adler, RF; Bolvin, TD; Gu, G; Nelkin, EJ; Bowman, KP; Hong, Y; Stocker, EF; Wolff, DB. (2007). The TRMM Multisatellite Precipitation Analysis (TMPA):

- Quasi-Global, Multiyear, Combined-Sensor Precipitation Estimates at Fine Scales. *Journal of Hydrometeorology*, 8: 38 – 55. DOI: 10.1175/JHM560.1
- Hunziker, S; Gubler, S; Calle, J; Moreno, I; Andrade, M; Velarde, F; Ticona, L; Carrasco G; Castellón; Oria, C; Croci-Maspoli, M; Konzelmann, T; Rohrer M; Brönnimann, S. (2017). Identifying, attributing, and overcoming common data quality issues of manned station observations. *Int. J. Climatol.* 37: 4131 – 4145. DOI: 10.1002/joc.5037.
- IGN (Instituto Geográfico Nacional). (2016). *Historia del Instituto Geográfico Nacional*. Lima, Perú.
- INEI (Instituto Nacional de Estadística e Informática). (2014). *Características Socioeconómicas del Productor Agropecuario en el Perú. IV Censo Nacional Agropecuario 2012*. Lima, Perú. 388p.
- INEI (Instituto Nacional de Estadística e Informática). (2018). *Perú: Perfil Sociodemográfico. Informe Nacional. Censos Nacionales 2017: XII de Población, VII de Vivienda y III de Comunidades Indígenas* Lima, Perú. 641p.
- Ita Vargas, T. (2019). *Synoptic Patterns Associated with Wet Season Onset in the High Tropical Andes of Southern Peru and Bolivia*. Unpublished Master's Thesis. Boone, NC, United States, Appalachian State University, 65p.
- Jonaitis, J. (2018). *Spatiotemporal Patterns of ENSO-Precipitation Relationships in the Tropical Andes of Southern Peru and Bolivia*. Unpublished Master's Thesis. Boone, NC, United States, Appalachian State University, 65p.
- Jones, C. (2019). Recent changes in South American low-level jet. *npj Climate and Atmospheric Science* 2:20; <https://doi.org/10.1038/s41612-019-0077-5>
- Junquas, C; Takahashi, K; Condom, T; Espinoza, JC; Chavez, S; Sicart, J; Lebel, T. (2017). Understanding the influence of orography on the precipitation diurnal cycle and the associated atmospheric processes in the central Andes. *Clim Dyn*, doi:10.1007/s00382-017-3858-8.
- Kaser, G. (2001). Glacier-climate interaction in low latitudes. *Journal of Glaciology*, 47 (157), 195–204.
- Kronenberg, M; Schauwecker, S; Huggel, C; Salzmann, N; Drenkhan, F; Frey, H; Giraldez, C; Gurgiser, W; Kaser, G; Juen, I; Suárez, W; Garcia Hernandez, J; Sanmartín, JF; Ayros, E; Perry, B; Rohrer, M. (2016). The projected precipitation reduction over the central Andes may severely affect Peruvian glaciers and hydropower production. *Energy Procedia*, 97, 270–277.

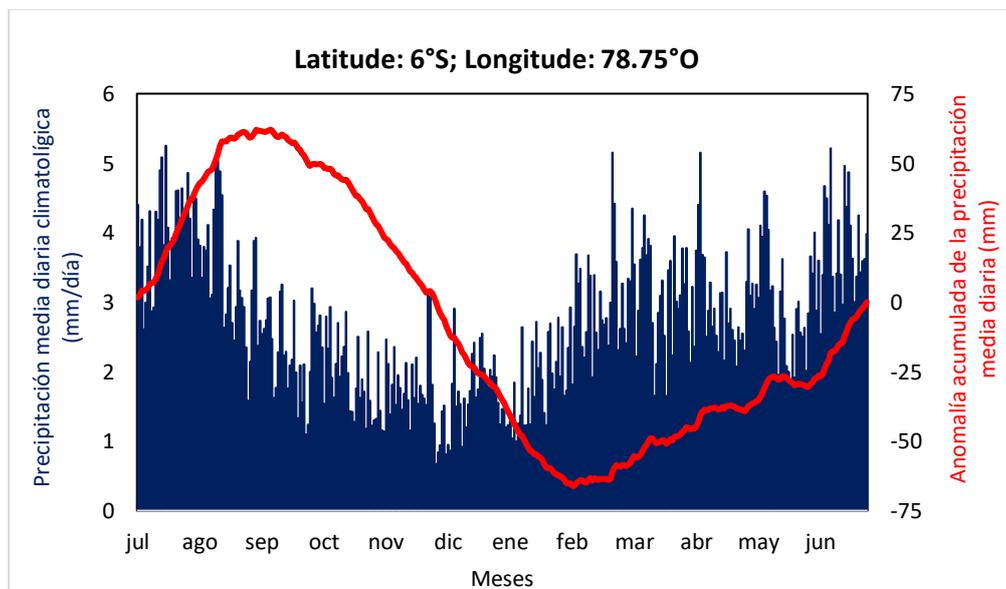
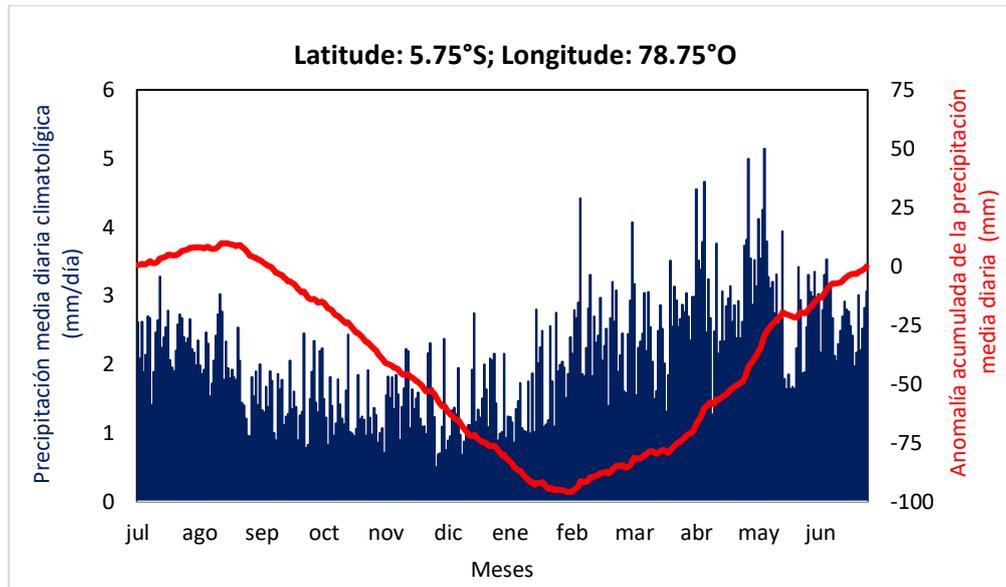
- Lavado Casimiro, WS; Labat, D; Ronchail, J; Espinoza, JC; Guyot, JL. (2012). Trends in rainfall and temperature in the Peruvian Amazon-Andes basin over the last 40 years (1965-2007). *Hydrological Processes*, 27(20): 2944-2957. <https://doi.org/10.1002/hyp.9418>.
- Lenters, JD & Cook, KH. (1995). On the origin of the Bolivian high and related circulation features of the South American climate. *J. Atmos. Sci.*, 54, 656–677.
- Lenters, JD & Cook, KH. (1999). Summertime precipitation variability over South America: role of the large-scale circulation. *Mon. Wea. Rev.*, 127, 409–431.
- Liebmann, B; Marengo, JA. (2001). Interannual variability of the rainy season and rainfall in the brazilian amazon basin. *J. Climate*, 14, 4308–4318.
- Liebmann, B; Camargo, S; Seth, A; Marengo, JA; Carvalho, L; Allured, D; Fu, R; Vera, C. (2007). Onset and end of the rainy season in South America in observations and the ecam 4.5 atmospheric general circulation model. *J. Climate*, 20, 2037–2050, doi:10.1175/JCLI4122.1.
- Marengo, J; Soares, WR; Saulo, C; Nicolini, M. (2004). Climatology of the low-level jet east of the andes as derived from the ncep/ncar reanalyses: characteristics and temporal variability. *J. Climate*, 17 (12), 2261–2280.
- MINAGRI (Ministerio de Agricultura y Riego) y MINAM (Ministerio del Ambiente). (2016). Memoria Descriptiva del Mapa de Ecozonas. Inventario Nacional Forestal y de Fauna Silvestre (INFFS) – Perú. Lima, Perú, 32p.
- MINAM (Ministerio de Energía y Minas). (2018). Balance y Principales Indicadores Eléctricos y Generación de Energía Eléctrica 2017 (en línea). En Anuario Estadístico de Electricidad. Recuperado de: http://www.minem.gob.pe/_estadistica.php?idSector=6&idEstadistica=13034
- Morales-Arno, B; Hastenrath, SL; Williams, RS Jr; Ferrigno, JG. (2010). Glaciers of Peru. In Satellite Image Atlas of Glaciers of the World. U. S. Geological Survey. Recuperado de <https://pubs.usgs.gov/pp/p1386i/peru/>.
- The NCAR Command Language (NCL) (Version 6.6.2) [Software]. (2019). Boulder, Colorado: https://www.ncl.ucar.edu/Document/Functions/Contributed/pattern_cor.shtml.
- Perry, LB; Seimon, A; Kelly, GM. (2013). Precipitation delivery in the tropical high Andes of southern Peru: new findings and paleoclimatic implications. *Int. J. Climatol*, doi:10.1002/joc.3679.

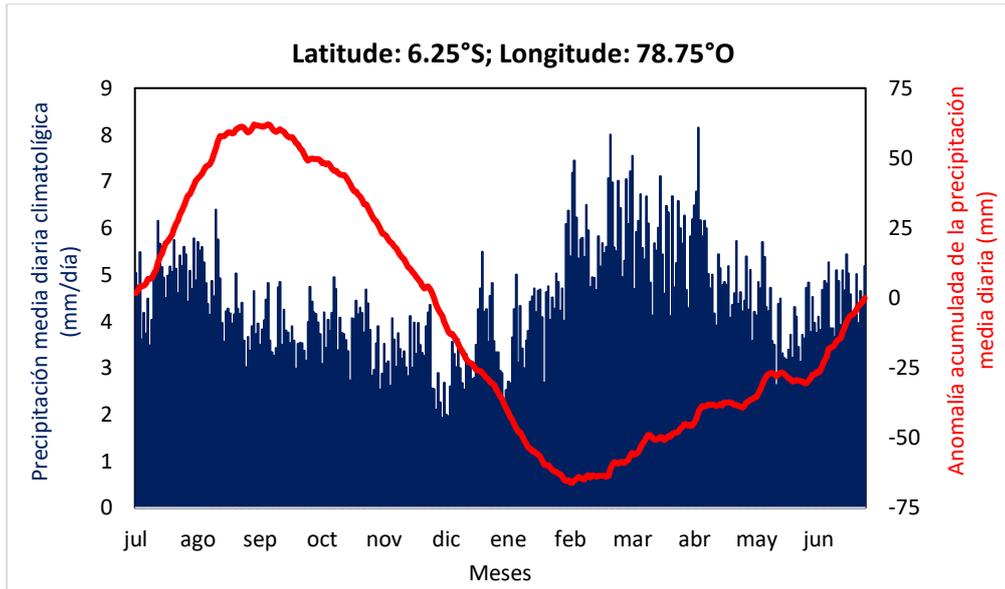
- Perry, LB; Seimon, A; Andrade-Flores, MF; Endries, JL; Yuter, SE; Velarde, F; ... Quispe, N. (2017). Characteristics of precipitating storms in glacierized tropical Andean cordilleras of Peru and Bolivia. *Annals of the American Association of Geographers*, 107 (2), 309–322.
- Javier Pulgar Vidal. (2014). Las ocho regiones naturales del Perú. *Terra Brasilis* (Nova Série). Recuperado de: <http://journals.openedition.org/terrabrasilis/1027>. DOI: <https://doi.org/10.4000/terrabrasilis.1027>.
- Quispe Vega, K. (2017). Patrones Sinópticos de una DANA Asociados a la Ocurrencia de Nevadas en la Sierra Central y Sur del Perú. Tesis Ing. Lima, Perú, UNALM, 106p.
- Rabatel, A; Francou, B; Soruco, A; Gómez, J; Cáceres, B; Ceballos, JL; ... Wagnon, P. (2013). Current state of glaciers in the tropical Andes: a multi-century perspective on glacier evolution and climate change. *The Cryosphere*, 7, 81–102, doi:10.5194/tc-7-81-2013.
- Rau Lavado, P & Condom, T. (2010). Análisis espacio temporal de la precipitación en las zonas de montaña de Perú (1998-2007). *Revista Peruana Geo-atmosférica Rpga* (2), 16-29.
- Romatschke, U & Houze, RA Jr. (2010): Extreme summer convection in South America. *J. Climate*, 23, 3762–3791, doi:10.1175/2010JCLI3465.1.
- Ribecca, S. (2020). The Data Visualisation Catalogue: Diagrama de violín. Recuperado de: https://datavizcatalogue.com/ES/metodos/diagrama_de_violin.html.
- Sicart, JE; Hock, R; Ribstein, P; Litt, M; Ramirez, E. (2011). Analysis of seasonal variations in mass balance and meltwater discharge of the tropical Zongo glacier by application of a distributed energy balance model. *J. Geophys. Res*, 116, D13105, doi:10.1029/2010JD015105.
- Sugg, M. (2018). Advance Quantitative methods in Geography. Appalachian State University. Correlation [Diapositiva de Powerpoint].
- Tauro del Pino, A. (2001). Andes. En la Enciclopedia Ilustrada del Perú (Tercera Edición, Vol 1, pp. 157 - 159). Lima: PEISA
- Vergara, W; Deeb, AM; Valencia, AM; Bradley, RS; Francou, B; Zarzar, A; Grunwaldt, A; Haeussling, SM. (2007). Economic impacts of rapid glacier retreat in the Andes. *Eos*, 88 (25), 865 261–268.
- Wagnon, P; Ribstein, P; Kaser, G; Berton, P. (1999a). Annual cycle of energy balance of Zongo glacier, Cordillera Real, Bolivia. *J. Geophys. Res*, 104 (D4), 3907–3923.

- Wagnon, P; Ribstein, P; Kaser, G; Berton, P. (1999b). Energy balance and runoff seasonality of a Bolivian glacier. *global and planetary change. Global and Planetary Change*, 22, 49–58.
- Wilks, D. S. (2006). *Statistical Methods in the Atmospheric Science* (Second edition). United States of America. [versión Adobe Digital Editions]. Elsevier.

VIII. ANEXOS

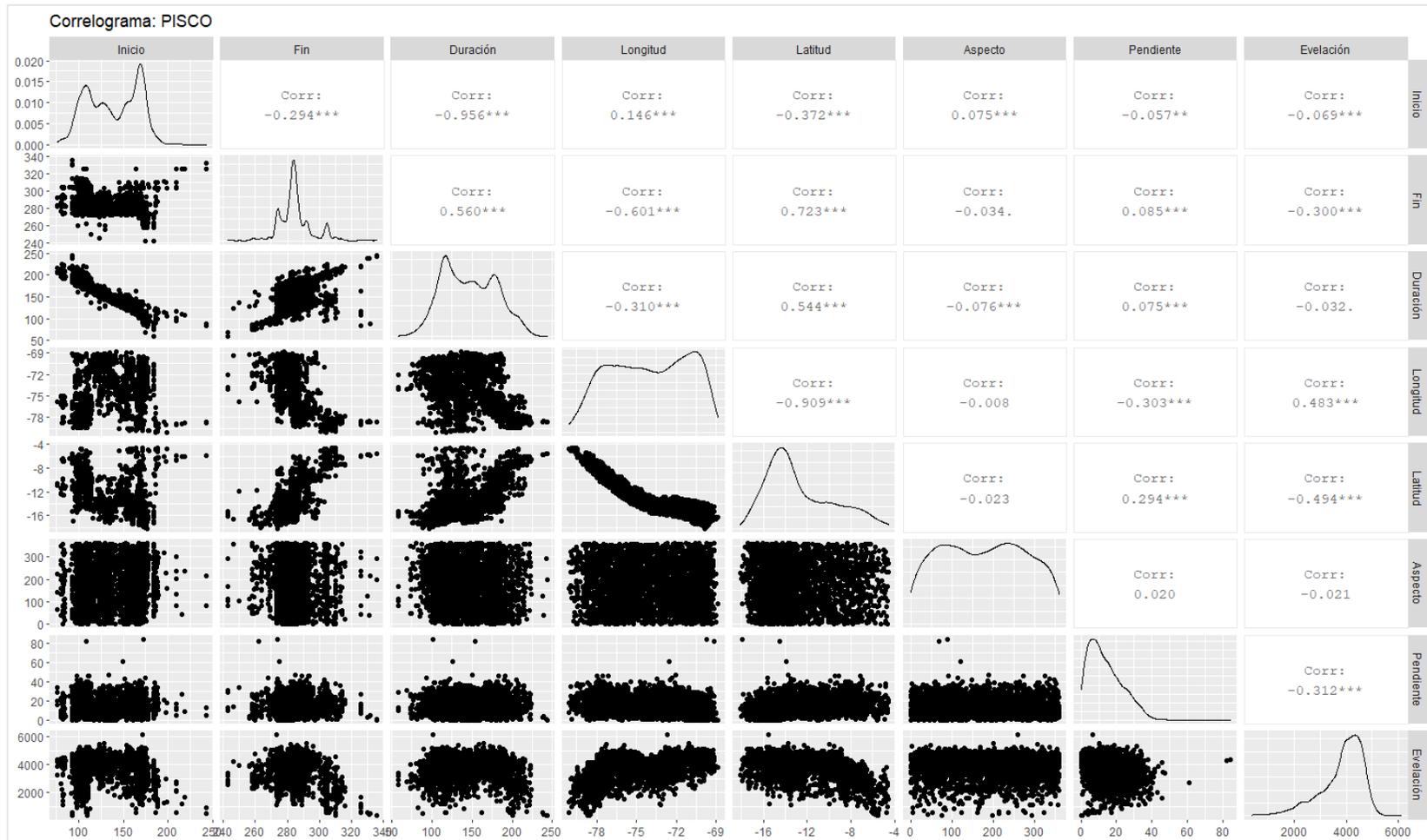
Anexo 1: Precipitación media diaria climatológica (en columnas color azul) y la anomalía acumulada de la precipitación media diaria (línea roja) con los datos del ERA5, entre Cajamarca y Amazonas





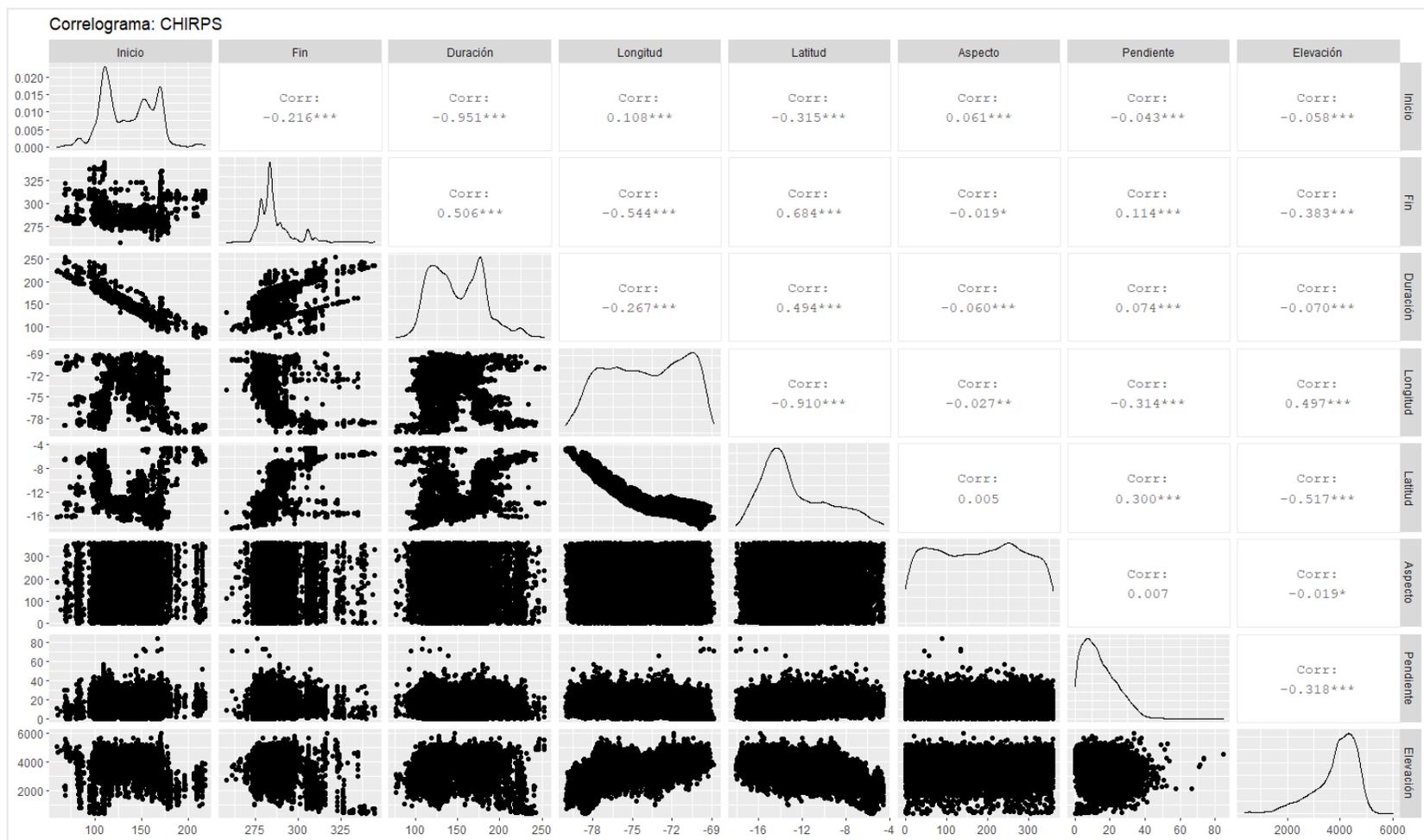
Anexo 2: Correlograma del del inicio, fin y duración de la estación lluviosa y variables geográficas y topográficas

Anexo 2.1: Correlograma - PISCO



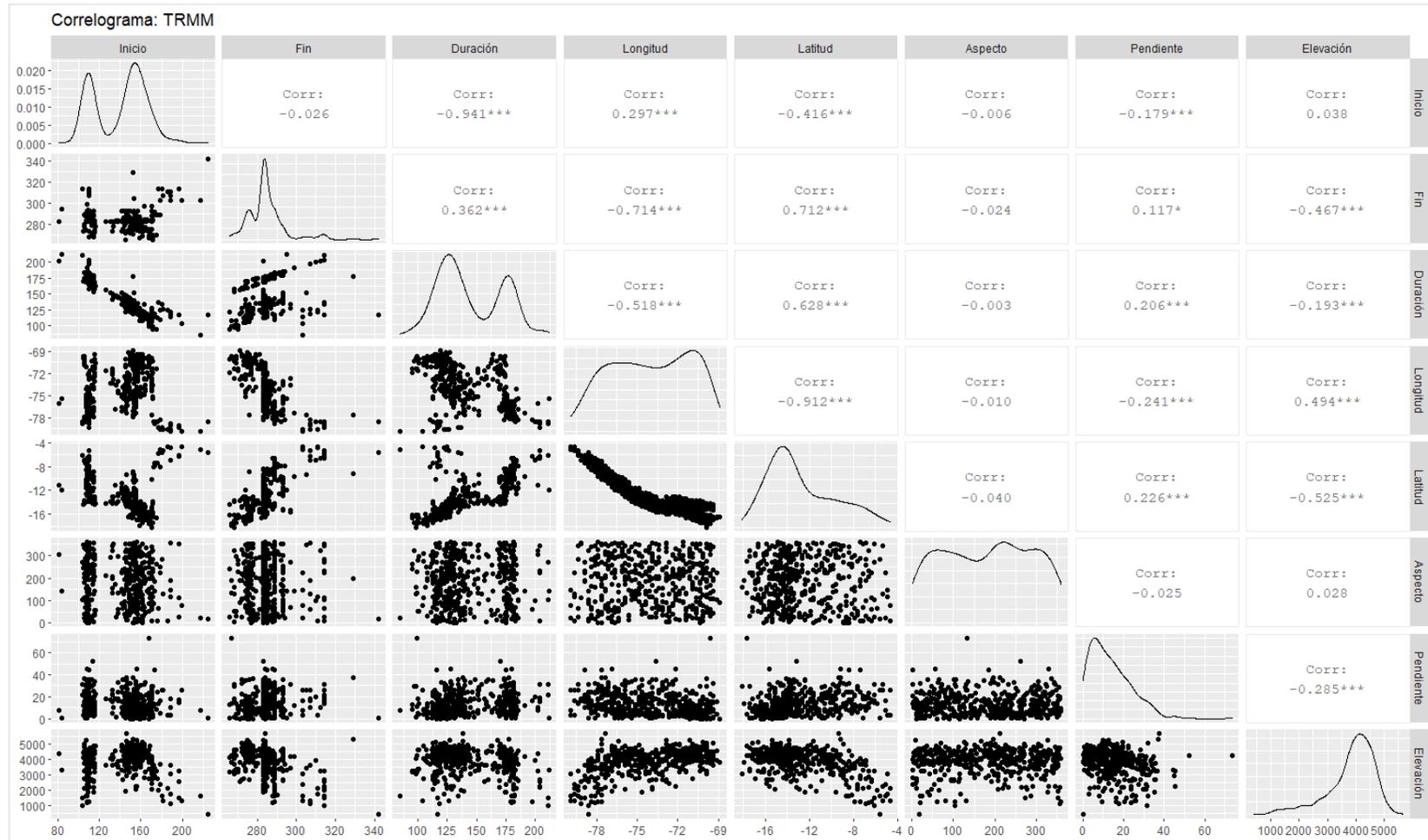
Nivel de significancia: *** ($\alpha = 0.01$), ** ($\alpha = 0.05$), * ($\alpha = 0.1$).

Anexo 2.2: Correlograma - CHIRPS



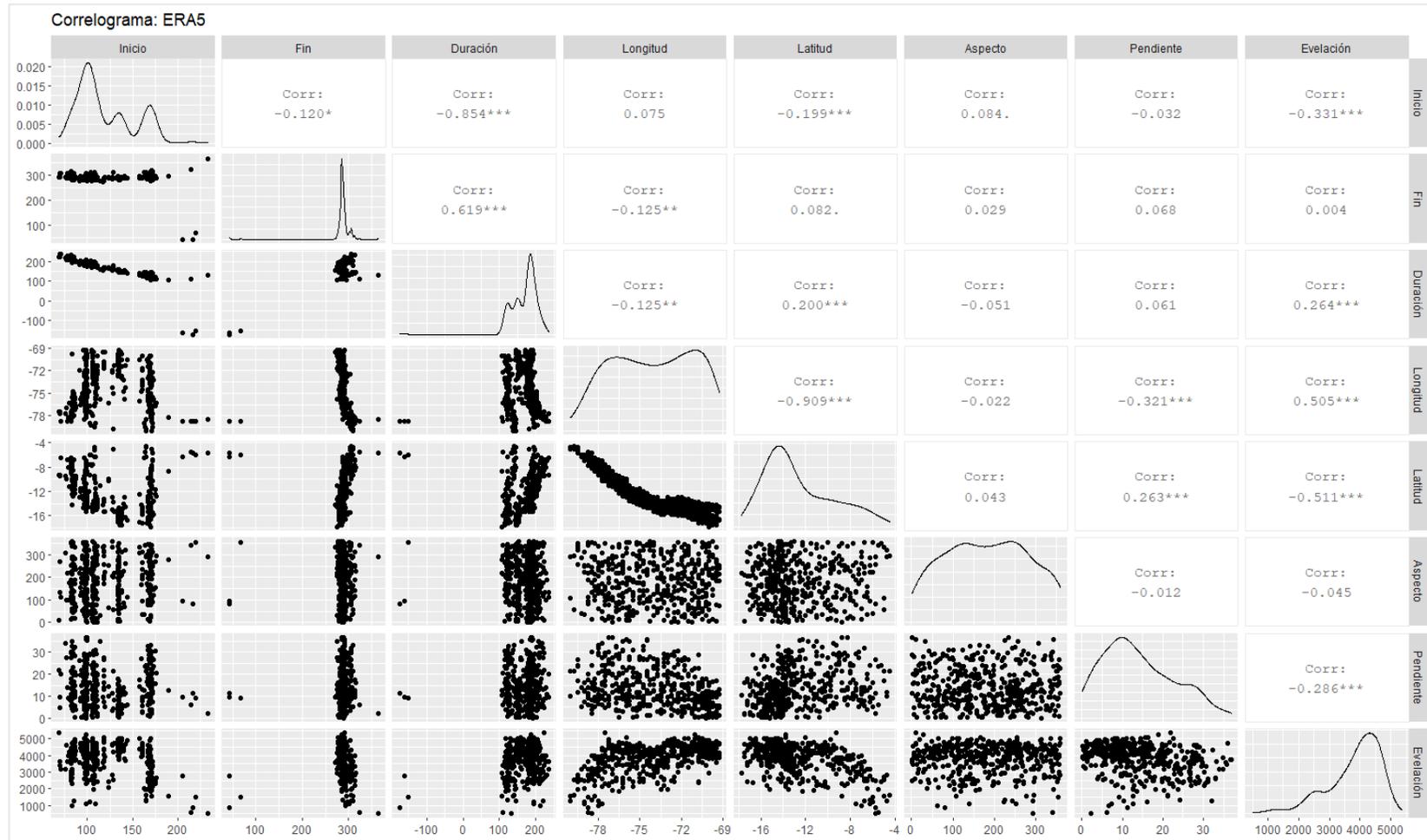
Nivel de significancia: *** ($\alpha = 0.01$), ** ($\alpha = 0.05$), * ($\alpha = 0.1$).

Anexo 2.3: Correlograma - TRMM



Nivel de significancia: *** ($\alpha = 0.01$), ** ($\alpha = 0.05$), * ($\alpha = 0.1$).

Anexo 2.4: Correlograma - ERA5



Nivel de significancia: *** ($\alpha = 0.01$), ** ($\alpha = 0.05$), * ($\alpha = 0.1$).

Anexo 3: Scripts y códigos utilizados en CDO, GRADS y R, para obtener las fechas del inicio y fin de la estación lluviosa y determinar la duración

Anexo 3.1 Códigos en CDO para el preprocesamiento de los datos grillados

PISCO

#1 Eliminación del 29 de febrero:

```
cdo delete,month=2,day=29 ifile.nc ofile.nc
```

#Construcción de la climatología diaria

#De julio a diciembre:

```
cdo ydaymean -selmon,07/12 -selyear,1981/2010 ifile.nc ofile.nc
```

#De enero a junio

```
cdo ydaymean -selmon,01/06 -selyear,1982/2011 ifule.nc ofile.nc
```

#De julio (año) a junio (año + 1)

```
cdo mergetime ifile1.nc ifile2.nc ofile.nc
```

CHIRPS

#Selección del área, para cada año:

```
cdo sellonlatbox, -84,-66,-20,2 ifile.nc ofile.nc
```

#Unión de todos los archivos:

```
cdo mergetime ifile_*.nc ofile.nc
```

#Se repiten los pasos ejecutados con el PISCO

ERA5

#Unión de todos los archivos:

```
cdo -b 64 mergetime ifile_*.nc ofile.nc
```

#Adición de una hora más para el cálculo de la precipitación diaria:

#El cálculo de la precipitación diaria se realizó según lo establecido en la web del ECMWF:

<https://confluence.ecmwf.int/display/CKB/ERA5%3A+data+documentation#ERA5:datadocumentation-Parameterlistings>

```
cdo shifttime,-1hour ifile.nc ofile.nc
```

```
cdo daysum ifile.nc ofile.nc
```

#Se repiten los pasos ejecutados con el PISCO

#Se multiplica por 1000 el archivo final porque la precipitación en el ERA5 está en metros (m)

```
cdo mulc,1000 ifile.nc ofile.nc
```

TRMM

#Selección del área, para cada año:

```
cdo sellonlatbox, -84,-66,-20,2 ifile.nc ofile.nc
```

Se repiten los pasos ejecutados con el PISCO

Anexo 3.2: Scripts en GrADS para el cálculo de la anomalía acumulada de la precipitación
media diaria

```
'reinit'  
'c'  
# abriendo el archivo que contiene la climatología diaria  
# del 1 de julio al 31 de junio del año siguiente  
# ejemplo para el PISCOp  
'sdfopen PISCOpd_clim.8110.nc'  
'set display color white'  
'c'  
'set t 1 last'  
'define annualp = ave(variable, t=1, t=365)'  
'define anom = variable - annualp'  
'define cd = sum(anom, t=1, t+0)'  
# el valor de cd para cada día del año como: cd_pisco  
'set sdfwrite -3dz -nc4 cd_pisco.nc'  
'sdfwrite cd'
```

Anexo 3.3: Scripts en R para la identificación de las fechas de inicio y fin de la estación lluviosa y la determinación de la duración. Ejemplo para el PISCOp

```
#load some packages
library(ncdf4)

# reading the nc file from the diretory
setwd("D:/PISCOpd/")
ncname <- "cd_pisco" #name of the ncdf file
ncfname <- paste(ncname, ".nc", sep = "")

# open a NetCDF file
ncin <- nc_open(ncfname)
print(ncin)

# get longitude and latitude
ncin$dim$lat$vals -> lat
ncin$dim$lon$vals -> lon
ncin$dim$time$vals-> tim
ncin$dim$time$units ->tunits

# get global attributes
title <- ncatt_get(ncin,0,"title")
institution <- ncatt_get(ncin,0,"institution")
datasource <- ncatt_get(ncin,0,"source")
references <- ncatt_get(ncin,0,"references")
history <- ncatt_get(ncin,0,"history")
Conventions <- ncatt_get(ncin,0,"Conventions")

# get a variable cd
cd <- ncvr_get(ncin,"cd")
cd[cd=="32767"] <- NA

# Convert the whole array to a data frame, and calculate cd min and cd max
# reshape the array into vector
cd_vec_long <- as.vector(cd)
length(cd_vec_long)

# reshape the vector into a matrix
cd_mat <- matrix(cd_vec_long, nrow=nlon*nlat, ncol=nt)
dim(cd_mat)
```

```

head(na.omit(cd_mat))
# create a dataframe
lonlat <- as.matrix(expand.grid(lon,lat))
cd_df02 <- data.frame(cbind(lonlat,cd_mat))
names(cd_df02) <- c("lon","lat", 1:365)
head(na.omit(cd_df02, 20))
# get the cd_min (onset) and cd_max (end)
cd_df02$cd_min <- apply(cd_df02[3:367],1,which.min) # cd_min
cd_df02$cd_max <- apply(cd_df02[3:367],1,which.max) # cd_max
#converting cd_min and cd_max in numeric characters
cd_df02$cd_min <- as.numeric(cd_df02$cd_min)
cd_df02$cd_max <- as.numeric(cd_df02$cd_max)
head(na.omit(cd_df02))
# getting duration
cd_df02$duration <- as.numeric(cd_df02$cd_max) - as.numeric(cd_df02$cd_min)
head(na.omit(cd_df02))
dim(na.omit(cd_df02))
# write out the dataframe as a .csv file
csvpath <- "D:/PISCOpd/"
csvname <- "ccurve_pisco3.csv"
csvfile <- paste(csvpath, csvname, sep="")
write.table(na.omit(cd_df02),csvfile, row.names=FALSE, sep=",")
# create a dataframe without missing values
cd_df03 <- na.omit(cd_df02)
head(cd_df03)
#Convert a "short" R data frame to an array
# copy lon, lat and time from initial netCDF data set
lon3 <- lon
lat3 <- lat
tim3 <- time
tunits3 <- tunits
nlon3 <- nlon; nlat3 <- nlat; nt3 <- nt
# create arrays
# nlon * nlat * nt array

```

```

fillvalue <- 1e32
cd_3 <- array(fillvalue, dim=c(nlon3,nlat3,nt3))
# nlon * nlat arrays for mtwa, mtco and mat
cd_min3 <- array(fillvalue, dim=c(nlon3,nlat3))
cd_max3 <- array(fillvalue, dim=c(nlon3,nlat3))
cd_dur3 <- array(fillvalue, dim=c(nlon3,nlat3))
# Explicit copying from a data frame to array
# loop over the rows in the data frame
# most explicit, but takes a VERY LONG TIME
ptm <- proc.time() # time the loop
nobs <- dim(cd_df03)[1]
for(i in 1:nobs) {
# figure out location in the target array of the values in each row of the data frame
j <- which.min(abs(lon3-cd_df03$lon[i]))
k <- which.min(abs(lat3-cd_df03$lat[i]))
# copy data from the data frame to array
cd_3[j,k,1:nt] <- as.matrix(cd_df03[i,3:(nt+2)])
cd_min3[j,k] <- cd_df03$cd_min[i]
cd_max3[j,k] <- cd_df03$cd_max[i]
cd_dur3[j,k] <- cd_df03$duration[i]
}
# Create and write a netCDF file
# First, create the netCDF filename:
# path and file name, set dname
ncpath <- "D:/PISCOpd/"
ncname <- "ccurve_pisco3"
ncfname <- paste(ncpath, ncname, ".nc", sep="")
# Then create the file:
# create and write the netCDF file -- ncdf4 version
# define dimensions
londim <- ncdim_def("lon","degrees_east",as.double(lon3))
latdim <- ncdim_def("lat","degrees_north",as.double(lat3))
# define variables
fillvalue <- 1e32

```

```

dlname <- "cdmin: inicio de la estacion lluviosa"
cd_min_def <-
ncvar_def("cd_min","order",list(lon_dim,lat_dim),fillvalue,dlname,prec="single")
dlname <- "cdmax: find de la estacion lluviosa"
cd_max_def <-
ncvar_def("cd_max","order",list(lon_dim,lat_dim),fillvalue,dlname,prec="single")
dlname <- "duration de la estacion lluviosa"
cd_dur_def <-
ncvar_def("duration","order",list(lon_dim,lat_dim),fillvalue,dlname,prec="single")
# create netCDF file and put arrays
ncout <- nc_create(ncfname,list(cd_min_def,cd_max_def,cd_dur_def),force_v4=TRUE)
# put variables
ncvar_put(ncout,cd_min_def,cd_min2)
ncvar_put(ncout,cd_max_def,cd_max2)
ncvar_put(ncout,cd_dur_def,cd_dur)
# put additional attributes into dimension and data variables
ncatt_put(ncout,"lon","axis","X") #,verbose=FALSE) #,definemode=FALSE)
ncatt_put(ncout,"lat","axis","Y")
ncatt_put(ncout,"time","axis","T")
# add global attributes
ncatt_put(ncout,0,"title",title$value)
ncatt_put(ncout,0,"institution",institution$value)
ncatt_put(ncout,0,"source",datasource$value)
ncatt_put(ncout,0,"references",references$value)
history <- paste("P.J. Bartlein", date(), sep=" ")
ncatt_put(ncout,0,"history",history)
ncatt_put(ncout,0,"Conventions",Conventions$value)
# Get a summary of the created file:
ncout
nc_close(ncout)

```

Anexo 3.4: Scripts en R para el recorte del área de estudio. Ejemplo para el TRMM

```
# load packages
library(sf)
library(ncdf4)
library(raster)
library(rasterVis)
library(RColorBrewer)
library(rgdal)

# set path and shape file name
shp_path <- "D:/Chirps/"
shp_name <- "SierraPeru.shp"
shp_file <- paste(shp_path, shp_name, sep="")

# read the shapefile
sierra_shp <- read_sf(shp_file)
sierra_outline <- as(st_geometry(sierra_shp), Class="Spatial")

# plot the outline
plot(sierra_outline, col="gray80", lwd=1)

# set path and filename
ncpath <- "D:/Trmm/"
ncname <- "ccurve_trmm2"
ncfname <- paste(ncpath, ncname, ".nc", sep="")
dname <- "duration" # note: variable
var_raster <- raster(ncfname, varname="duration")
var_raster
class(var_raster)
masked <- mask(x = var_raster, mask = sierra_shp)
plot(masked)
cropped <- crop(x = masked, y = extent(sierra_shp))
plot(cropped)
writeRaster(cropped, filename = "D:/Trmm/Trmm_cropp_duration2.tif", overwrite =
TRUE)
```