



Universidad Nacional Mayor de San Marcos
Universidad del Perú. Decana de América
Facultad de Ingeniería Geológica, Minera, Metalúrgica y Geográfica
Escuela Profesional de Ingeniería Geográfica

**Evaluación espacio-temporal de las precipitaciones
estimadas por satélite en el Perú**

TESIS

Para optar el Título Profesional de Ingeniero Geógrafo

AUTORES

Cristhian Fernando GRAZ YATACO

Nadia Alexandra MANRIQUE IZQUIERDO

ASESOR

Dr. Walter Aparicio ARÉVALO GÓMEZ

Lima, Perú

2023



Reconocimiento - No Comercial - Compartir Igual - Sin restricciones adicionales

<https://creativecommons.org/licenses/by-nc-sa/4.0/>

Usted puede distribuir, remezclar, retocar, y crear a partir del documento original de modo no comercial, siempre y cuando se dé crédito al autor del documento y se licencien las nuevas creaciones bajo las mismas condiciones. No se permite aplicar términos legales o medidas tecnológicas que restrinjan legalmente a otros a hacer cualquier cosa que permita esta licencia.

Referencia bibliográfica

Graz, C. & Manrique, N. (2023). *Evaluación espacio-temporal de las precipitaciones estimadas por satélite en el Perú*. [Tesis de pregrado, Universidad Nacional Mayor de San Marcos, Facultad de Ingeniería Geológica, Minera, Metalúrgica y Geográfica, Escuela Profesional de Ingeniería Geográfica]. Repositorio institucional Cybertesis UNMSM.

Metadatos complementarios

Datos de autor 1	
Nombres y apellidos	Nadia Alexandra Manrique Izquierdo
Tipo de documento de identidad	DNI
Número de documento de identidad	73699126
URL de ORCID	https://orcid.org/0009-0000-8560-2438
Datos de autor 2	
Nombres y apellidos	Cristhian Fernando Graz Yataco
Tipo de documento de identidad	DNI
Número de documento de identidad	76541097
URL de ORCID	https://orcid.org/0009-0003-2257-4101
Datos de asesor	
Nombres y apellidos	Walter Aparicio Arévalo Gómez
Tipo de documento de identidad	DNI
Número de documento de identidad	09050786
URL de ORCID	https://orcid.org/0000-0002-5738-7942
Datos del jurado	
Presidente del jurado	
Nombres y apellidos	Máximo Ayala Gutiérrez
Tipo de documento	DNI
Número de documento de identidad	25704431
Miembro del jurado 1	
Nombres y apellidos	Francisco Alejandro Alcántara Boza

Tipo de documento	DNI
Número de documento de identidad	27074721
Miembro del jurado 2	
Nombres y apellidos	Emilia Isabel Bejar Melgar
Tipo de documento	DNI
Número de documento de identidad	41331753
Datos de investigación	
Línea de investigación	No aplica
Grupo de investigación	No aplica
Agencia de financiamiento	Sin financiamiento
Ubicación geográfica de la investigación	País: Perú Departamento: Lima Provincia: Lima Distrito: Lima Latitud: -12.056445 Longitud: -77.085994
Año o rango de años en que se realizó la investigación	2018 - 2022
URL de disciplinas OCDE	Sensores remotos https://purl.org/pe-repo/ocde/ford#2.07.04 Meteorología y ciencias atmosféricas https://purl.org/pe-repo/ocde/ford#1.05.09



UNIVERSIDAD NACIONAL MAYOR DE SAN MARCOS

Universidad del Perú, DECANA DE AMÉRICA

FACULTAD DE INGENIERÍA GEOLÓGICA, MINERA, METALÚRGICA Y GEOGRÁFICA

ESCUELA PROFESIONAL DE INGENIERÍA GEOGRÁFICA

ACTA DE SUSTENTACIÓN DE TESIS PARA OPTAR TÍTULO PROFESIONAL DE INGENIERO GEÓGRAFO

En el Salón de Grados y Títulos de la Escuela Profesional de Ingeniería Geográfica de la Facultad de Ingeniería Geológica, Minera, Metalúrgica y Geográfica de la Universidad Nacional Mayor de San Marcos, el día jueves 18 de mayo del año 2023, siendo las 18:30 horas, en presencia de los Señores Docentes designados como Miembros del Jurado Calificador:

Ing. MÁXIMO AYALA GUTIERREZ	Presidente
Mg. EMILIA ISABEL BEJAR MELGAR	Miembro
Dr. FRANCISCO ALEJANDRO ALCÁNTARA BOZA	Miembro

Reunidos en Acto Académico Público de Sustentación de la Tesis titulada: “**EVALUACIÓN ESPACIO-TEMPORAL DE LAS PRECIPITACIONES ESTIMADAS POR SATÉLITE EN EL PERÚ**” Presentada por los Bachilleres **CRISTHIAN FERNANDO GRAZ YATACO** y **NADIA ALEXANDRA MANRIQUE IZQUIERDO**, para optar el Título Profesional de Ingeniero Geógrafo.

Expuesta la Tesis; los miembros del Jurado plantearon a los Bachilleres las preguntas pertinentes, que fueron absueltas a:

SATISFACCIÓN

Concluida la sustentación de Tesis, el Jurado procedió a evaluar y calificar la calidad y sustentación en secreto, cuyo calificativo fue: **DIECISÉIS (16) APROBADO NUEVO**

Habiendo sido aprobada la Sustentación de la Tesis por el Jurado Calificador, el Presidente del Jurado recomienda que la Facultad de Ingeniería Geológica, Minera, Metalúrgica y Geográfica, otorgue el TÍTULO PROFESIONAL DE INGENIERO GEÓGRAFO, a Don **CRISTHIAN FERNANDO GRAZ YATACO** y **NADIA ALEXANDRA MANRIQUE IZQUIERDO**

Siendo las **19:25** horas, se dio por concluido el acto académico, expidiéndose cinco (05) Actas Originales de la Sustentación de Tesis, firmadas por el Jurado Calificador.

Lima, 18 de mayo del 2023


Ing. MÁXIMO AYALA GUTIERREZ
PRESIDENTE


Mg. EMILIA ISABEL BEJAR MELGAR
MIEMBRO


Dr. FRANCISCO ALEJANDRO ALCÁNTARA BOZA
MIEMBRO


Dr. WALTER APARICIO ARÉVALO GÓMEZ
ASESOR DE TESIS



UNIVERSIDAD NACIONAL MAYOR DE SAN MARCOS

Universidad del Perú, DECANA DE AMÉRICA

FACULTAD DE INGENIERÍA GEOLÓGICA, MINERA, METALÚRGICA Y GEOGRÁFICA
ESCUELA PROFESIONAL DE INGENIERÍA GEOGRÁFICA

INFORME DE ORIGINALIDAD

DIRECTOR DE LA ESCUELA PROFESIONAL INGENIERIA GEOGRÁFICA

Dr. Francisco Alejandro Alcántara Boza

OPERADOR DEL PROGRAMA INFORMÁTICO DE SIMILITUDES

Carla Marivi Ccora Huaman

DOCUMENTO EVALUADO:

Tesis para optar el Grado Académico de INGENIERO GEÓGRAFO titulado: «EVALUACIÓN ESPACIO-TEMPORAL DE LAS PRECIPITACIONES ESTIMADAS POR SATÉLITE EN EL PERÚ»

AUTOR DEL DOCUMENTO:

Bach. NADIA ALEXANDRA MANRIQUE IZQUIERDO

FECHA DE RECEPCIÓN DEL DOCUMENTO:

24/04/2022

FECHA DE APLICACIÓN DEL PROGRAMA INFORMÁTICO DE SIMILITUDES:

25/04/2022

SOFTWARE UTILIZADO

Turnitin

CONFIGURACIÓN DEL PROGRAMA DETECTOR DE SIMILITUDES

- Excluye textos entrecomillados
- Excluye fuentes para buscar similitud
- Excluye Bibliografía
- Excluye cadenas menores a 35 palabras

PORCENTAJE DE SIMILITUDES SEGÚN PROGRAMA DETECTOR DE SIMILITUDES

Cinco por ciento (05%)

FUENTES ORIGINALES DE LAS SIMILITUDES ENCONTRADAS

Evaluación Espacio-Temporal de las Precipitaciones Estimadas por Satélite en el Perú		<1 %
INFORME DE ORIGINALIDAD		
5 %	5 %	1 %
INDICE DE SIMILITUD	FUENTES DE INTERNET	PUBLICACIONES
		TRABAJS DEL ESTUDIANTE
FUENTES PRIMARIAS		
1	hdl.handle.net	1 %
	Fuente de Internet	
2	repositorio.lamolina.edu.pe	1 %
	Fuente de Internet	
3	studylib.es	1 %
	Fuente de Internet	
4	produccioncientifica.ucm.es	<1 %
	Fuente de Internet	
5	es.scribd.com	<1 %
	Fuente de Internet	
6	ina.gov.ar	<1 %
	Fuente de Internet	
7	doku.pub	<1 %
	Fuente de Internet	
8	pt.scribd.com	<1 %
	Fuente de Internet	
9	cybertesis.unmsm.edu.pe	<1 %
	Fuente de Internet	
10	Submitted to unach	<1 %
	Trabajo del estudiante	
11	Submitted to Universidad Cesar Vallejo	<1 %
	Trabajo del estudiante	
12	repositorio.unap.edu.pe	<1 %
	Fuente de Internet	
13	docplayer.es	<1 %
	Fuente de Internet	
14	Submitted to University of La Guajira	<1 %
	Trabajo del estudiante	
15	documentop.com	<1 %
	Fuente de Internet	
16	imedeia.uib-csic.es	<1 %
	Fuente de Internet	
17	www.bdigital.unal.edu.co	<1 %
	Fuente de Internet	
18	documents.mx	<1 %
	Fuente de Internet	
19	www.slideshare.net	<1 %
	Fuente de Internet	



UNIVERSIDAD NACIONAL MAYOR DE SAN MARCOS

Universidad del Perú, DECANA DE AMÉRICA

FACULTAD DE INGENIERÍA GEOLÓGICA, MINERA, METALÚRGICA Y GEOGRÁFICA
ESCUELA PROFESIONAL DE INGENIERÍA GEOGRÁFICA

OBSERVACIONES

Ninguna

CALIFICACIÓN DE ORIGINALIDAD

Documento cumple criterios de originalidad, sin observaciones

25/04/2022

Atentamente,



Firmado digitalmente por
ALCANTARA BOZA Francisco
Alejandro FAU 20148092282 hard
Motivo: Soy el autor del documento
Fecha: 06.05.2022 10:05:56 -05:00

Dr. FRANCISCO ALEJANDRO ALCANTARA BOZA
DIRECTOR DE LA ESCUELA PROFESIONAL DE INGENIERÍA GEOGRÁFICA(e)

Dedicatoria

A mi familia, por el apoyo incondicional y las experiencias brindadas en cada etapa del camino.

Alexandra Manrique

*A mi madre Yaqueline, mi tía Rosio y
mi abuela Andrea, por el apoyo
incondicional en cada momento de mi
vida. A mi enamorada Karen por el
apoyo constante en el desarrollo de mi
vida profesional y por brindarme todos
esos ánimos para poder salir siempre
adelante.*

Cristhian Graz

Agradecimientos

Al finalizar un trabajo arduo y lleno de dificultades como el desarrollo de una tesis, es propio resaltar la participación de personas e instituciones que han facilitado el proceso para que este trabajo llegue a un feliz término. Por ello, es para nosotros un verdadero placer utilizar este espacio para ser justos y consecuentes con ellas, expresándose el reconocimiento debido a través de nuestras palabras de agradecimiento.

Agradecemos a la Universidad Nacional Mayor de San Marcos por brindarnos la oportunidad de integrar sus cátedras como estudiantes en los pabellones de la Facultad de Ingeniería Geológica, Minera, Metalúrgica y Geográfica.

A los catedráticos de la Escuela Profesional de Ingeniería Geográfica por los conocimientos y experiencias compartidas en nuestra etapa de formación profesional, destacando a nuestro asesor el Ingeniero Walter Aparicio Arévalo Gómez y al Ingeniero Luis Alberto Garnica Gonzales por su paciencia y disponibilidad al orientar nuestro trabajo de investigación.

Al Ing. César Luis Aybar Camacho por compartir su experiencia y conocimiento sobre la materia en estudio, así como por su efectiva colaboración durante el desarrollo de la presente investigación, la cual está reflejada en los resultados obtenidos.

A nuestras familias, el agradecimiento más profundo y sentido porque sin ese apoyo, colaboración e inspiración que nos ofrecieron habría sido imposible llevar a cabo este arduo proyecto.

¡Muchas gracias!

Índice general

1. INTRODUCCIÓN	1
1.1. SITUACIÓN PROBLEMÁTICA.....	2
1.2. FORMULACIÓN DEL PROBLEMA	3
1.2.1. Problema General.....	3
1.2.2. Problemas Específicos	3
1.3. JUSTIFICACIÓN DE LA INVESTIGACIÓN.....	3
1.3.1. Justificación teórica	3
1.3.2. Justificación metodológica.....	4
1.3.3. Justificación Práctica	4
1.4. OBJETIVOS DE LA INVESTIGACIÓN	4
1.4.1. Objetivo General.....	4
1.4.2. Objetivos Específicos.....	4
1.5. HIPÓTESIS	5
1.5.1. Hipótesis General.....	5
1.5.2. Hipótesis Específica.....	5
2. MARCO TEÓRICO	6
2.1. ANTECEDENTES DEL PROBLEMA	6
2.1.1. Antecedentes Internacionales.....	6
2.1.2. Antecedentes Nacionales	8
2.2. BASES TEÓRICAS	10
2.2.1. Consideraciones Históricas sobre la Precipitación en el Perú	10
2.2.2. Precipitación	11
2.2.2.1. Definición y Descripción	11
2.2.2.2. Cuantificación de la Precipitación	16
2.2.2.2.1. Sensores de Tierra.....	16
2.2.2.2.2. Satélites y Teledetección.....	17
2.2.3. Dinámica Atmosférica y Régimen Pluviométrico en el Perú	19
2.2.3.1. Masas de Aire	20

2.2.3.2.	Oceanidad, Continentalidad y Orografía	21
2.2.3.3.	Régimen y Distribución de la Precipitación Pluvial	26
2.2.3.4.	Red Terrestre de Medida de la Precipitación Pluvial.....	29
2.2.4.	Teledetección	31
2.2.4.1.	Fundamentos Físicos de Teledetección	33
2.2.4.1.1.	Fundamentos de la Observación Remota.....	33
2.2.4.1.2.	El Espectro Electromagnético.....	35
2.2.4.1.3.	Regiones Espectrales aplicadas para la Observación Remota de la Tierra..	35
2.2.4.1.4.	Características Radiativas de la Materia	37
2.2.4.1.5.	Interacción Atmósfera – Radiación Electromagnética	37
2.2.4.1.6.	Consideraciones Físicas para el Entendimiento de Datos de Vapor de Agua en los Sensores Remotos.....	39
2.2.5.	Sensores Remotos y Sistemas Satelitales	40
2.2.5.1.	Sensores Remotos	40
2.2.5.2.	Sistemas Satelitales.....	40
2.2.5.3.	Percepción remota en la precipitación	41
2.2.6.	Técnicas de Estimación de Precipitación Pluvial a partir de Satélites.....	42
2.2.6.1.	Base de Datos de Precipitación Estimada de Satélite	43
2.2.6.1.1.	Estimación de la Precipitación a partir de Información de Detección Remota utilizando Redes Neuronales Artificiales - Registro de Datos Climáticos Persiann (PERSIANN-CDR).....	43
2.2.6.1.2.	Precipitación Infrarroja del Grupo de Riesgos Climáticos con Estaciones (CHIRPS).....	46
2.2.6.1.3.	Precipitación de Conjunto Ponderado de Múltiples Fuentes (MSWEP) .51	
3.	METODOLOGÍA.....	55
3.1.	ANÁLISIS DE LA VIABILIDAD DE UNA BASE DE DATOS ESTADÍSTICA DE PRECIPITACIÓN	55
3.1.1.	Recopilación de Información de PES	55
3.1.1.1.	PERSIANN-CDR: Precipitation Estimation from Remotely Sensed Information using Artificial Neural Networks – Climate Data Recordpersiann	55
3.1.1.2.	CHIRPS: Climate Hazards Group Infrared Precipitation with Stations	56

3.1.1.3.	MSWEP: Multi-Source Weighted-Ensemble Precipitation.....	56
3.1.2.	Recopilación de Información de la Precipitación de Estaciones Pluviométricas – SENAMHI	57
3.2.	ANÁLISIS DE LA DISTRIBUCIÓN ESPACIAL DE PES.....	64
3.2.1.	Enfoque de Extracción de los Datos PES	64
3.2.1.1.	Principio de fusión de datos no paramétricos basada en errores residuales	65
3.2.1.2.	Configuración del campo de fondo.....	67
3.2.1.3.	Algoritmo de Interpolación double - smoothing.....	68
3.2.2.	Indicadores métricos y probabilísticos.....	68
3.2.2.1.	Evaluación por Estadísticos de Comparación por Pares.....	68
3.2.2.2.	Evaluación por Estadísticos Categóricos de Validación.....	71
3.3.	ANÁLISIS DE ESTIMACIÓN DE PRECIPITACIÓN EN EVENTOS EXTREMOS.....	73
3.3.1.	Fenómeno del Niño – 1983.....	73
3.3.2.	Fenómeno del Niño - 1998	74
3.3.3.	Inundación Cusco – 2010.....	77
3.3.4.	Inundación Madre de Dios – 2012.....	80
4.	PRESENTACIÓN E INTERPRETACIÓN DE RESULTADOS.....	84
4.1.	ANÁLISIS DE VIABILIDAD DE UNA BASE DE DATOS DE PES	84
4.2.	ANÁLISIS ESTADÍSTICO DE LAS BASES DE DATOS PES (1983-2015)	84
4.2.1.	Análisis global mensual	84
4.3.	ANÁLISIS DE DISTRIBUCIÓN ESPACIAL (1983-2015).....	89
4.3.1.	Análisis Local Diario	89
4.3.2.	Análisis Local Mensual.....	91
4.3.3.	Análisis Local Anual.....	94
4.4.	ANÁLISIS DE LOS ESTADÍSTICOS CATEGÓRICOS A NIVEL ESPACIAL	96
4.5.	ANÁLISIS DE EFICIENCIA DE LOS PARÁMETROS MÉTRICOS Y PROBABILÍSTICOS (EVENTOS EXTREMOS).....	101
4.5.1.	Fenómeno del Niño (1983) – 26/03/1983.....	101
4.5.2.	Fenómeno del Niño (1998) – 24/01/1998.....	102
4.5.3.	Inundación Cusco – 19/02/2010	104
4.5.5.	Inundación Madre de Dios - 11/02/2012	106
	CONCLUSIONES.....	108

RECOMENDACIONES	110
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	111
ANEXOS.....	115

Índice de Tablas

TABLA 1. TIPOS DE LLUVIA SEGÚN LA FORMA EN LA QUE SE PRESENTE.	13
TABLA 2. CLASIFICACIÓN CLIMÁTICA DE THORNTHWAITE DEL PERÚ.	24
TABLA 3. NÚMERO DE ESTACIONES DEL SENAMHI POR REGIÓN.	30
TABLA 4. COBERTURA Y RESOLUCIONES ESPACIO-TEMPORALES DE LOS PRINCIPALES PRODUCTOS DE PRECIPITACIÓN POR SATÉLITE, INCLUYENDO PERSIANN-CDR.	44
TABLA 5. ASPECTOS FUNDAMENTALES DE CADA PES EMPLEADA EN ESTE ESTUDIO.	57
TABLA 6. MUESTRA DE LA RED DE ESTACIONES DE OBSERVACIÓN PERUANA PARA LA EVALUACIÓN DE PES.	60
TABLA 7. RESUMEN DE ESTADÍSTICOS DE COMPARACIÓN DE PARES EVALUADOS EN EL ESTUDIO.	70
TABLA 8. MATRIZ DE CONTINGENCIA PARA PROBABILIDADES DE ESTIMACIÓN.	71
TABLA 9. RESUMEN DE ESTADÍSTICOS CATEGÓRICOS EVALUADOS EN EL ESTUDIO.	72
TABLA 10. PRECIPITACIÓN ANUAL ACUMULADA DE LA ESTACIÓN IÑAPARI (14 AÑOS), SEGÚN REGISTROS DE INFORMACIÓN PROVENIENTES DEL SENAMHI.	82
TABLA 11. ESTADÍSTICOS DE COMPARACIÓN POR PARES APLICADOS A LOS PRODUCTOS SATELITALES Y LOS DATOS OBSERVADOS EN UNA SERIE TEMPORAL MENSUAL (1983 – 2015).	89
TABLA 12. ESTADÍSTICOS DE COMPARACIÓN POR PARES APLICADOS A LOS PRODUCTOS SATELITALES Y LOS DATOS OBSERVADOS A NIVEL LOCAL EN UNA SERIE TEMPORAL DIARIA (1983 – 2015).	91
TABLA 13. ESTADÍSTICOS DE COMPARACIÓN POR PARES APLICADOS A LOS PRODUCTOS SATELITALES Y LOS DATOS OBSERVADOS A NIVEL LOCAL EN UNA SERIE TEMPORAL MENSUAL (1983 – 2015).	94
TABLA 14. ESTADÍSTICOS DE COMPARACIÓN POR PARES APLICADOS A LOS PRODUCTOS SATELITALES Y LOS DATOS OBSERVADOS A NIVEL LOCAL EN UNA SERIE TEMPORAL ANUAL (1983 – 2015).	96
TABLA 15. CUADRO COMPARATIVO DE VALORES PROMEDIO POD, FAR Y TS EN LOS PRODUCTOS SATELITALES PERSIANN-CDR, MSWEP, CHIRP Y CHIRPS.	99
TABLA 16. PRECIPITACIÓN PROMEDIO Y ESTADÍSTICOS DE COMPARACIÓN POR PARES APLICADOS A LOS PRODUCTOS SATELITALES Y A LOS DATOS OBSERVADOS PARA EL DÍA 26.03.1983.	101

TABLA 17. PRECIPITACIÓN PROMEDIO Y ESTADÍSTICOS DE COMPARACIÓN POR PARES APLICADOS A LOS PRODUCTOS SATELITALES Y A LOS DATOS OBSERVADOS PARA EL DÍA 24.01.1998.	103
TABLA 18. PRECIPITACIÓN PROMEDIO Y ESTADÍSTICOS DE COMPARACIÓN POR PARES APLICADOS A LOS PRODUCTOS SATELITALES Y A LOS DATOS OBSERVADOS PARA EL DÍA 19.02.2010.	105
TABLA 19. PRECIPITACIÓN PROMEDIO Y ESTADÍSTICOS DE COMPARACIÓN POR PARES APLICADOS A LOS PRODUCTOS SATELITALES Y A LOS DATOS OBSERVADOS PARA EL DÍA 11.02.2012.	106

Índice de Figuras

FIGURA 1. FORMACIÓN DE PRECIPITACIÓN EN LAS NUBES.....	12
FIGURA 2. FUNDAMENTALES TIPOS DE PRECIPITACIÓN.	15
FIGURA 3. PLUVIÓMETRO ENTERRADO PARA MEDIR LAS PRECIPITACIONES LÍQUIDAS.....	17
FIGURA 4. FACTORES MODIFICADORES DEL CLIMA EN EL PERÚ ELABORADO POR EL SENAMHI.	19
FIGURA 5. ESQUEMA DE LAS CORRIENTES MARINAS EN EL PACÍFICO CENTRAL.	23
FIGURA 6. CLASIFICACIÓN CLIMÁTICA DEL PERÚ UTILIZANDO LA CLASIFICACIÓN DE THORNTHWAITE (BASADO EN SENAMHI, 2005).	25
FIGURA 7. MAPA DE ANOMALÍAS DE LA PRECIPITACIÓN EN ENERO DE 1998 ELABORADO POR EL SENAMHI.	27
FIGURA 8. PRECIPITACIÓN ANUAL PROMEDIO, MÁXIMA Y MÍNIMA EN RELACIÓN CON LA LATITUD EN LA REGIÓN COSTERA PARA EL PERIODO DE 1927-1999.....	28
FIGURA 9. VALOR PROMEDIO, MÁXIMO Y MÍNIMO ANUAL DE PRECIPITACIÓN CON RESPECTO A LA LATITUD DE LA CORDILLERA Y EL ALTIPLANO PARA EL PERIODO DE 1927-1999 PARA EL PERIODO DE 1927-1999.	28
FIGURA 10. VALOR PROMEDIO, MÁXIMO Y MÍNIMO ANUAL DE PRECIPITACIÓN CON RESPECTO A LA LATITUD DE LA AMAZONÍA PARA EL PERIODO DE 1927-1999.	29
FIGURA 11. ELEMENTOS BÁSICOS DE UN SISTEMA DE TELEDETECCIÓN.	32
FIGURA 12. FORMAS DE TELEDETECCIÓN.	33
FIGURA 13. ESQUEMA DE UNA ONDA ELECTROMAGNÉTICA CON CAMPO ELÉCTRICO OSCILANTE E Y CAMPO MAGNÉTICO B.	34
FIGURA 14. EL ESPECTRO ELECTROMAGNÉTICO.....	35
FIGURA 15. TRAZADO DE CURVAS DE REFLECTANCIA ESPECTRAL DE CUATRO OBJETIVOS DE SUPERFICIE TERRESTRE DIFERENTES.	36
FIGURA 16. TIPOS DE SUPERFICIE EN VIRTUD DEL GRADO DE DIFUSIÓN.....	37
FIGURA 17. ESQUEMA DEL ALGORITMO PERSIANN-CDR PARA LA RECONSTRUCCIÓN DE PRECIPITACIÓN HISTÓRICA.	45
FIGURA 18. MAPAS GLOBALES DE LLUVIA (MM/DÍA) PARA AGOSTO DEL 2005 DEL GPCP 2.5°, PERSIANN-B1 0.25°, Y PERSIANN-CDR 0.25°. DATOS MENSUALES.	46

FIGURA 19. MAPAS DE LAS DISTANCIAS DE DECORRELACIÓN DE CHIRPS/ (A) FEBRERO. (B) DISTANCIAS DE DECORRELACIÓN DE AGOSTO.	49
FIGURA 20. VISIÓN GENERAL DEL PROCESO CHIRPS Y SU VALIDACIÓN.....	51
FIGURA 21. MAPAS GLOBALES DE (A) FACTORES DE CORRECCIÓN DE SESGO ESTIMADOS USANDO ECUACIONES ESPECÍFICAS DE CADA PAÍS, (B) LOS FACTORES DE CORRECCIÓN DE SESGO INFERIDOS USANDO LA A PARTIR DE LAS OBSERVACIONES Q Y LAS ESTIMACIONES DE E_p , (C) LOS FACTORES DE CORRECCIÓN DE SESGO CALCULADOS MEDIANTE LA INTERPOLACIÓN, Y (D) LA MEDIA ANUAL P (MM/AÑO) DE CHPCLIM AJUSTADO POR SESGO UTILIZANDO LOS FACTORES DE CORRECCIÓN DIAGONAL INTERPOLADOS Y UTILIZADOS PARA MSWEP.	54
FIGURA 22. REGISTRO PLUVIOMÉTRICO DE LA ESTACIÓN 4; EN LA FIGURA SUPERIOR SE OBSERVA EL REGISTRO DIARIO; LA FIGURA INFERIOR IZQUIERDA REPRESENTA LOS DATOS A NIVEL MENSUAL Y LA FIGURA INFERIOR DERECHA LOS DATOS A NIVEL ANUAL.....	58
FIGURA 23. MAPA DE DISTRIBUCIÓN ESPACIAL DE ESTACIONES PARA LA EVALUACIÓN DE PES.	59
FIGURA 24. ÁREA UTILIZADA PARA ESTIMAR EL PROMEDIO MÓVIL DE LOS DATOS DEL ANÁLISIS DE PRECIPITACIÓN MULTISATÉLITE.	67
FIGURA 25. COMPARACIÓN ENTRE PRECIPITACIONES DURANTE LOS EVENTOS 1982-83 Y 1997-98 EN ESTACIONES REPRESENTATIVAS DE LOS DEPARTAMENTOS DE. (A)TUMBES. (B) PIURA.	75
FIGURA 26. COMPARACIÓN ENTRE LOS MAPAS DE PRECIPITACIÓN ANUAL ACUMULADA. (A) PRECIPITACIÓN ANUAL ACUMULADA DURANTE EL EVENTO EL NIÑO 1982-1983. (B) PRECIPITACIÓN ANUAL ACUMULADA DURANTE EL EVENTO EL NIÑO 1997-1998; SEGÚN SENAMHI.	76
FIGURA 27. HISTOGRAMAS DE LAS LLUVIAS MÁXIMAS DIARIAS MENSUALES EN LAS PRINCIPALES ZONAS AFECTADAS DURANTE EL EVENTO DEL 2010 EN EL DEPARTAMENTO DE CUSCO.	78
FIGURA 28. MAPA DE UBICACIÓN DE LAS PRINCIPALES ZONAS AFECTADAS POR LAS INTENSAS PRECIPITACIONES DURANTE EL EVENTO DEL 2010 EN EL DEPARTAMENTO DE CUSCO.	79
FIGURA 29. MAPA DE UBICACIÓN DE LA PRINCIPAL ZONA AFECTADA, IÑAPARI, POR LAS INTENSAS PRECIPITACIONES DURANTE EL EVENTO DEL 2012 EN EL DEPARTAMENTO DE MADRE DE DIOS.	81

FIGURA 30. PRECIPITACIONES DIARIAS REGISTRADAS DURANTE EL MES DE DICIEMBRE DE 2011 A FEBRERO DE 2012 EN LA ESTACIÓN IÑAPARI, SEGÚN REGISTROS DE INFORMACIÓN PROVENIENTES DEL SENAMHI.	83
FIGURA 31. PRECIPITACIÓN PROMEDIO MENSUAL ENTRE LOS DATOS DE PRECIPITACIÓN MENSUAL OBSERVADA Y LOS PRODUCTOS DE PES (1983 – 2015).....	85
FIGURA 32. EVALUACIÓN MENSUAL DE PBIAS APLICADO ENTRE LOS DATOS DE PRECIPITACIÓN OBSERVADOS Y LOS PRODUCTOS SATELITALES PERSIANN-CDR, MSWEP, CHIRP Y CHIRPS (1983 – 2015).	85
FIGURA 33. EVALUACIÓN PROMEDIO MENSUAL DE MAE APLICADO ENTRE LOS DATOS DE PRECIPITACIÓN OBSERVADOS Y LOS PRODUCTOS SATELITALES PERSIANN-CDR, MSWEP, CHIRP Y CHIRPS (1983 – 2015).....	86
FIGURA 34. EVALUACIÓN PROMEDIO MENSUAL DE RPEARSON APLICADO ENTRE LOS DATOS DE PRECIPITACIÓN OBSERVADOS Y LOS PRODUCTOS SATELITALES PERSIANN-CDR, MSWEP, CHIRP Y CHIRPS (1983 – 2015).....	87
FIGURA 35. EVALUACIÓN MENSUAL DE NSE APLICADO ENTRE LOS DATOS DE PRECIPITACIÓN OBSERVADOS Y LOS PRODUCTOS SATELITALES PERSIANN-CDR, MSWEP, CHIRP Y CHIRPS (1983 – 2015).	87
FIGURA 36. EVALUACIÓN MENSUAL DE PVALUE APLICADO ENTRE LOS DATOS DE PRECIPITACIÓN OBSERVADOS Y LOS PRODUCTOS SATELITALES PERSIANN-CDR, MSWEP, CHIRP Y CHIRPS (1983 – 2015).....	88
FIGURA 37. ESTADÍSTICOS DE COMPARACIÓN POR PARES APLICADOS PARA PES DE CHIRP, CHIRPS, MSWEP Y PERSIANN-CDR A NIVEL LOCAL EN UNA SERIE TEMPORAL DIARIA.	90
FIGURA 38. ESTADÍSTICOS DE COMPARACIÓN POR PARES APLICADOS PARA PES DE CHIRP, CHIRPS, MSWEP Y PERSIANN-CDR A NIVEL LOCAL EN UNA SERIE TEMPORAL MENSUAL.	92
FIGURA 39. ESTADÍSTICOS DE COMPARACIÓN POR PARES APLICADOS PARA PES DE CHIRP, CHIRPS, MSWEP Y PERSIANN-CDR A NIVEL LOCAL EN UNA SERIE TEMPORAL ANUAL.	95
FIGURA 40. COMPARACIÓN DE POD PARA PES DE CHIRP, CHIRPS, MSWEP Y PERSIANN-CDR A NIVEL LOCAL.	97
FIGURA 41. COMPARACIÓN DE FAR PARA PES DE CHIRP, CHIRPS, MSWEP Y PERSIANN-CDR A NIVEL LOCAL.	98

FIGURA 42. COMPARACIÓN DE TS PARA PES DE CHIRP, CHIRPS, MSWEP Y PERSIANN-CDR A NIVEL LOCAL.	98
FIGURA 43. DIAGRAMA DE CAJA DE LOS VALORES (A) POD, (B) FAR Y (C) TS OBTENIDOS EN LA COMPARACIÓN DE PES Y DATOS OBSERVADOS.	100
FIGURA 44. COMPARACIÓN DE PRECIPITACIÓN PROMEDIO PARA PES CHIRP, CHIRPS, MSWEP Y PERSIANN-CDR PARA EL DÍA 26.03.1983.	102
FIGURA 45. COMPARACIÓN DE PRECIPITACIÓN PROMEDIO PARA PES CHIRP, CHIRPS, MSWEP Y PERSIANN-CDR PARA EL DÍA 24.01.1998.	104
FIGURA 46. COMPARACIÓN DE PRECIPITACIÓN PROMEDIO PARA PES CHIRP, CHIRPS, MSWEP Y PERSIANN-CDR PARA EL DÍA 19.02.2010.	105
FIGURA 47. COMPARACIÓN DE PRECIPITACIÓN PROMEDIO PARA PES CHIRP, CHIRPS, MSWEP Y PERSIANN-CDR PARA EL DÍA 11.02.2012.	107
FIGURA 48. MODELO CONCEPTUAL PARA LA DETERMINACIÓN DEL DESEMPEÑO GENERAL DE PES EN EL PERÚ.	115
FIGURA 49. REGISTRO DE ESTACIONES DE PRECIPITACIÓN DE LA RED NACIONAL PERUANA.	124
FIGURA 50. REGISTRO DE PERSIANN-CDR DE PRECIPITACIÓN.	125
FIGURA 51. REGISTRO DE MSWEP DE PRECIPITACIÓN.	126
FIGURA 52. REGISTRO DE CHIRPS DE PRECIPITACIÓN.	127
FIGURA 53. REGISTRO DE CHIRP DE PRECIPITACIÓN.	128
FIGURA 54. PROMEDIO GLOBAL ANUAL DE PRECIPITACIÓN OBSERVADA VS PES.	129
FIGURA 55. ESTADÍSTICOS DE COMPARACIÓN POR PARES APLICADOS AL PRODUCTO SATELITAL PERSIANN-CDR A NIVEL LOCAL EN UNA SERIE TEMPORAL DIARIA (1983-2015)...	130
FIGURA 56. ESTADÍSTICOS CATEGÓRICOS APLICADOS AL PRODUCTO SATELITAL PERSIANN-CDR A NIVEL LOCAL EN UNA SERIE TEMPORAL DIARIA (1983-2015).....	131
FIGURA 57. ESTADÍSTICOS DE COMPARACIÓN POR PARES APLICADOS AL PRODUCTO SATELITAL PERSIANN-CDR A NIVEL LOCAL EN UNA SERIE TEMPORAL MENSUAL (1983-2015).	131
FIGURA 58. ESTADÍSTICOS CATEGÓRICOS APLICADOS AL PRODUCTO SATELITAL PERSIANN-CDR A NIVEL LOCAL EN UNA SERIE TEMPORAL MENSUAL (1983-2015).	131
FIGURA 59. ESTADÍSTICOS DE COMPARACIÓN POR PARES APLICADOS AL PRODUCTO SATELITAL PERSIANN-CDR A NIVEL LOCAL EN UNA SERIE TEMPORAL ANUAL (1983-2015)...	131
FIGURA 60. ESTADÍSTICOS CATEGÓRICOS APLICADOS AL PRODUCTO SATELITAL PERSIANN-CDR A NIVEL LOCAL EN UNA SERIE TEMPORAL ANUAL (1983-2015).....	131

FIGURA 61. ESTADÍSTICOS DE COMPARACIÓN POR PARES APLICADOS AL PRODUCTO SATELITAL MSWEP A NIVEL LOCAL EN UNA SERIE TEMPORAL DIARIA (1983-2015).....	131
FIGURA 62. ESTADÍSTICOS CATEGÓRICOS APLICADOS AL PRODUCTO SATELITAL MSWEP A NIVEL LOCAL EN UNA SERIE TEMPORAL DIARIA (1983-2015).....	131
FIGURA 63. ESTADÍSTICOS DE COMPARACIÓN POR PARES APLICADOS AL PRODUCTO SATELITAL MSWEP A NIVEL LOCAL EN UNA SERIE TEMPORAL MENSUAL (1983-2015).	131
FIGURA 64. ESTADÍSTICOS CATEGÓRICOS APLICADOS AL PRODUCTO SATELITAL MSWEP A NIVEL LOCAL EN UNA SERIE TEMPORAL MENSUAL (1983-2015).....	131
FIGURA 65. ESTADÍSTICOS DE COMPARACIÓN POR PARES APLICADOS AL PRODUCTO SATELITAL MSWEP A NIVEL LOCAL EN UNA SERIE TEMPORAL ANUAL (1983-2015).....	131
FIGURA 66. ESTADÍSTICOS CATEGÓRICOS APLICADOS AL PRODUCTO SATELITAL MSWEP A NIVEL LOCAL EN UNA SERIE TEMPORAL ANUAL (1983-2015).....	131
FIGURA 67. ESTADÍSTICOS DE COMPARACIÓN POR PARES APLICADOS AL PRODUCTO SATELITAL CHIRPS A NIVEL LOCAL EN UNA SERIE TEMPORAL DIARIA (1983-2015).....	131
FIGURA 68. ESTADÍSTICOS CATEGÓRICOS APLICADOS AL PRODUCTO SATELITAL CHIRPS A NIVEL LOCAL EN UNA SERIE TEMPORAL DIARIA (1983-2015).....	131
FIGURA 69. ESTADÍSTICOS DE COMPARACIÓN POR PARES APLICADOS AL PRODUCTO SATELITAL CHIRPS A NIVEL LOCAL EN UNA SERIE TEMPORAL MENSUAL (1983-2015).....	131
FIGURA 70. ESTADÍSTICOS CATEGÓRICOS APLICADOS AL PRODUCTO SATELITAL CHIRPS A NIVEL LOCAL EN UNA SERIE TEMPORAL MENSUAL (1983-2015).....	131
FIGURA 71. ESTADÍSTICOS DE COMPARACIÓN POR PARES APLICADOS AL PRODUCTO SATELITAL CHIRPS A NIVEL LOCAL EN UNA SERIE TEMPORAL ANUAL (1983-2015).....	131
FIGURA 72. ESTADÍSTICOS CATEGÓRICOS APLICADOS AL PRODUCTO SATELITAL CHIRPS A NIVEL LOCAL EN UNA SERIE TEMPORAL ANUAL (1983-2015).....	131
FIGURA 73. ESTADÍSTICOS DE COMPARACIÓN POR PARES APLICADOS AL PRODUCTO SATELITAL CHIRP A NIVEL LOCAL EN UNA SERIE TEMPORAL DIARIA (1983-2015).....	131
FIGURA 74. ESTADÍSTICOS CATEGÓRICOS APLICADOS AL PRODUCTO SATELITAL CHIRP A NIVEL LOCAL EN UNA SERIE TEMPORAL DIARIA (1983-2015).....	131
FIGURA 75. ESTADÍSTICOS DE COMPARACIÓN POR PARES APLICADOS AL PRODUCTO SATELITAL CHIRP A NIVEL LOCAL EN UNA SERIE TEMPORAL MENSUAL (1983-2015).....	131
FIGURA 76. ESTADÍSTICOS CATEGÓRICOS APLICADOS AL PRODUCTO SATELITAL CHIRP A NIVEL LOCAL EN UNA SERIE TEMPORAL MENSUAL (1983-2015).....	131

FIGURA 77. ESTADÍSTICOS DE COMPARACIÓN POR PARES APLICADOS AL PRODUCTO SATELITAL CHIRP A NIVEL LOCAL EN UNA SERIE TEMPORAL ANUAL (1983-2015).....	131
FIGURA 78. ESTADÍSTICOS CATEGÓRICOS APLICADOS AL PRODUCTO SATELITAL CHIRP A NIVEL LOCAL EN UNA SERIE TEMPORAL ANUAL (1983-2015).....	131

Índice de Anexos

ANEXO 1. METODOLOGÍA PARA LA DETERMINACIÓN DEL DESEMPEÑO GENERAL DE PES EN EL PERÚ	115
ANEXO 2. CÓDIGO EN “R” PARA EL ANÁLISIS Y CRUCE DE INFORMACIÓN RECOPIADA DE LA PES Y COMPARADA CON LO OBSERVADO IN SITU SENAMHI.....	116
ANEXO 3. INFORMACIÓN METEOROLÓGICA DEL PERÚ	124
ANEXO 4. ANÁLISIS GLOBAL ANUAL DE PRECIPITACIÓN	129
ANEXO 5. RESULTADO DE EVALUACIÓN LOCAL DE DESEMPEÑO DE PES	130

Lista de Abreviaturas

AAS.: ANTICICLÓN DEL ATLÁNTICO SUR
AB.: ALTA DE BOLIVIA
ACF.: AGUAS COSTERAS FRÍAS
AES.: AGUAS ECUATORIALES SUPERFICIALES
ANN.: ARTIFICIAL NEURAL NETWORK
APS.: ANTICICLÓN DEL PACÍFICO SUR
ASS.: AGUAS SUBTROPICALES SUPERFICIALES
ATS.: AGUAS TROPICALES SUPERFICIALES
ATSA.: AGUAS TEMPLADAS DE LA SUBANTÁRTICA
CCD.: COLD CLOUD DURATION
CCP.: CORRIENTE COSTERA PERUANA
CDR.: CLIMATE DATA RECORD
CFS.: COUPLED FORECASTING SYSTEM
CGH.: CLIMATE HAZARD GROUP
CHIRP. CLIMATE HAZARDS GROUP INFRARED PRECIPITATION
CHIRPS. CLIMATE HAZARDS GROUP INFRARED PRECIPITATION WITH STATIONS
CHPCLIM.: CLIMATE HAZARDS CENTER'S PRECIPITATION CLIMATOLOGY
CHRS - UCI.: CENTER FOR HYDROMETEOROLOGY AND REMOTE SENSING AT THE UNIVERSITY
OF CALIFORNIA, IRVINE
CMORPH.: CLIMATE PREDICTION CENTER MORPHING METHOD
CO.: ESTACIÓN CLIMATOLÓGICA ORDINARIA
COP.: CORRIENTE OCEÁNICA PERUANA
CP.: ESTACIÓN CLIMATOLÓGICA PRINCIPAL
CPC.: CLIMATE PREDICTION CENTER
EAAE.: ESTACIÓN AUTOMÁTICA DE APLICACIONES ESPECÍFICAS
EAMA.: ESTACIÓN AGROMETEOROLÓGICA AUTOMÁTICA
EHA.: ESTACIÓN HIDROLÓGICO AUTOMÁTICA
EHMA.: ESTACIÓN HIDROMETEOROLÓGICA AUTOMÁTICA
EMA.: ESTACIÓN METEOROLÓGICA AUTOMÁTICA
ENOS.: EL NIÑO-OSCILACIÓN SUR
ESCC.: EXTENSIÓN DE LA CORRIENTE DE CROMWELL

FAO:.. FOOD AND AGRICULTURE ORGANIZATION OF THE UNITED NATIONS

FEN:.. FENÓMENO EL NIÑO

FEWS NET:.. FAMINE EARLY WARNING SYSTEMS NETWORK

GEO:.. GEOSTATIONARY EARTH ORBIT

GHCN:.. GLOBAL HISTORICAL CLIMATE NETWORK

GOES:.. GEOSTATIONARY OPERATIONAL ENVIRONMENTAL SATELLITE

GPCP:.. GLOBAL PRECIPITATION CLIMATOLOGY PROJECT

GriSAT:.. GLOBALLY GRIDDED SATELLITE

GSMAP-MVK:.. GLOBAL SATELLITE MAPPING OF PRECIPITATION MOVING VECTOR WITH
KALMAN FILTER

HLG:.. ESTACIÓN LIMNIGRÁFICA

HLM:.. ESTACIÓN LIMNIMÉTRICA

IRC:.. INFRARROJO CERCANO

IRM:.. INFRARROJO MEDIO

IRT:.. INFRARROJO TÉRMICO

IRWIN:.. INFRARED WINDOW

LEO:.. LOW EARTH ORBIT

M:.. MICROONDAS

MAP:.. ESTACIÓN METEOROLÓGICA AGRÍCOLA PRINCIPAL

MSWEP:.. MULTI SOURCE WEIGHTED-ENSEMBLE PRECIPITATION

NCDC:.. NATIONAL CLIMATIC DATA CENTER

ND:.. NIVELES DIGITALES

NOAA:.. ADMINISTRACIÓN NACIONAL Y ATMOSFÉRICA DE ESTADOS UNIDOS

OMM:.. ORGANIZACIÓN METEOROLÓGICA MUNDIAL

PE:.. ESTACIÓN CLIMATOLÓGICA DE PROPÓSITOS ESPECÍFICOS

PERSIANN-CDR:.. PRECIPITATION ESTIMATION FROM REMOTELY SENSED INFORMATION
USING ARTIFICIAL NEURAL NETWORKS- CLIMATE DATA RECORDPERSIANN

PES:.. ESTIMACIÓN DE PRECIPITACIÓN POR SATÉLITE

PLU:.. ESTACIÓN PLUVIOMÉTRICA

PMW:.. PASSIVE MICROWAVES

PREVAED:.. PROGRAMA DE REDUCCIÓN DE VULNERABILIDAD Y ATENCIÓN DE EMERGENCIAS
POR DESASTRES

SC:.. ESTRATOCÚMULOS

SRE.: SATELLITE RAINFALL ESTIMATES

SWIR.: SHORT WAVE INFRARED

TMPA 3B42.: TROPICAL RAINFALL MEASURING MISSION (TRMM) MULTI-SATELLITE

PRECIPITATION ANALYSIS 3B42

TRMM.: TROPICAL RAINFALL MEASURING MISSION

ZCIT.: ZONA DE CONVERGENCIA INTERTROPICAL

Resumen

La precipitación es uno de los parámetros fundamentales para la viabilidad de proyectos y estudios hidrometeorológicos. Pese al nivel de importancia, el registro de precipitación en algunas regiones del Perú es limitado, debido a la inaccesibilidad que existe en diversas zonas que están restringidas por notables factores topográficos y climáticos, que a su vez por falta de recursos y planificación no se encuentran instrumentalizadas, pues su funcionamiento y mantenimiento implica un costo elevado. Por tal motivo, la presente investigación evalúa espacial y temporalmente la precipitación generada por 4 productos satelitales (PERSIANN-CDR, CHIRP, CHIRPS y MSWEP), mediante indicadores métricos y probabilísticos que permitan comparar la eficiencia y detección entre la información proveniente de las estaciones pluviométricas de tercer orden y la precipitación estimada por satélite en el Perú.

Tras la obtención de los resultados, se genera una base de datos estadística comparativa de cada producto satelital, que describe la conducta de la precipitación pluvial en el periodo del estudio propuesto (1983-2015), determinando el desempeño de los productos satélites en el Perú. El análisis de la distribución espacial determinó que, en la sierra sur, costa centro y selva sur, los productos satelitales (PERSIANN-CDR, MSWEP y CHIRPS) lograron un ajuste cercano a lo registrado por las estaciones pluviométricas, según la comparación a nivel local en las escalas temporales diaria, mensual y anual.

La propuesta de indicadores estadísticos para la cuantificación de la eficiencia mediante estadísticos comparativos (RPEARSON, PBIAS, MAE, NSE, PVALUE) y estadísticos categóricos (POD, FAR, TS) precisaron que el grado de semejanza a nivel local, global y eventos extremos son moderadamente aceptables al simular el valor esperado de precipitación en diversas zonas del territorio.

De la evaluación realizada se destaca que PERSIANN-CDR obtuvo resultados óptimos a nivel global para los estadísticos de comparación ($RPEARSON = 0.72$, $MAE = 39.73$, $NSE = 0.19$, $PBIAS = -18.24$, $PVALUE = 0.10$) y estadísticos categóricos ($POD = 0.75$, $FAR = 0.62$, $TS = 0.33$), definiéndolo como el producto satelital más preciso para estimar la precipitación. Se espera que los resultados obtenidos sirvan como antecedente estadístico para futuras investigaciones, los cuales propicien un mejor desarrollo integral del Perú.

Palabras claves: precipitación estimada por satélite; análisis estadístico; PERSIANN-CDR; MSWEP; CHIRP; CHIRPS; eficiencia; probabilidad de detección; Perú.

Abstract

Precipitation is one of the fundamental parameters for the viability of hydrometeorological projects and studies. In spite of its importance, the precipitation record in some regions of Peru is limited, due to the inaccessibility that exists in several areas that are restricted by notable topographic and climatic factors, which in turn, due to lack of resources and planning, are not instrumented, since their operation and maintenance implies a high cost. For this reason, the present investigation evaluates spatially and temporally the precipitation generated by 4 satellite products (PERSIANN-CDR, CHIRP, CHIRPS and MSWEP), by means of metric and probabilistic indicators that allow comparing the efficiency and detection between the information coming from the third order pluviometric stations and the precipitation estimated by satellite in Peru.

After obtaining the results, a comparative statistical database is generated for each satellite product, which describes the behavior of rainfall in the proposed study period (1983-2015), determining the performance of satellite products in Peru. The analysis of the spatial distribution determined that, in the southern highlands, central coast and southern jungle, the satellite products (PERSIANN-CDR, MSWEP and CHIRPS) achieved a close fit to what was recorded by the pluviometric stations, according to the comparison at the local level on daily, monthly and annual time scales.

The proposal of statistical indicators for the quantification of efficiency through comparative statistics (RPEARSON, PBIAS, MAE, NSE, PVALUE) and categorical statistics (POD, FAR, TS) showed that the degree of similarity at the local, global and extreme event levels are moderately acceptable when simulating the expected value of precipitation in different areas of the territory.

From the evaluation carried out, PERSIANN-CDR obtained optimal results at the global level for the comparison statistics (RPEARSON = 0.72, MAE = 39.73, NSE = 0.19, PBIAS = -18.24, PVALUE = 0.10) and categorical statistics (POD = 0.75, FAR = 0.62, TS = 0.33), defining it as the most accurate satellite product for estimating precipitation. It is hoped that the results obtained will serve as a statistical background for future research, which will lead to a better integral development of Peru.

Keywords: precipitation estimated by satellite; statistical analysis; PERSIANN-CDR; MSWEP; CHIRP; CHIRPS; efficiency; probability of detection; Peru.

Capítulo I

1. Introducción

La precipitación es uno de los fenómenos meteorológicos fundamental para la Hidrología, responsable del depósito de agua dulce en el planeta y, por ende, es importante para la vida en la Tierra ya que regula el ciclo hidrológico que repercute en todas las actividades humanas. Se entiende que la precipitación es la cantidad de agua que desciende a la superficie procedente de la humedad atmosférica; tanto en estado líquido o sólido.

Su correcta medición representa todo un desafío pues la lluvia no es homogénea ya que es variable en tiempo y espacio debido a circunstancias locales propias, según el patrón general de circulación atmosférica. Asimismo, se deduce que las mayores precipitaciones pluviales tienen presencia en zonas próximas al Ecuador y generalmente disminuyen al aumentar la latitud. Los grados de intensidad de la precipitación pluvial en el Perú, tienden a predominar en la sierra norte (predominando Piura), selva norte y la Amazonía, y van disminuyendo cerca de la costa en condiciones estándares.

La precipitación pluvial es registrada por el SENAMHI, a través del sistema de estaciones hidrometeorológicas dispuestas en el Perú. Estas observaciones pluviométricas resultan insuficientes debido a la escasez de estaciones meteorológicas, ya que el Perú cuenta con 569 estaciones meteorológicas de tercer orden. Esto no permite obtener datos exactos de precipitación pluvial de determinadas regiones, pues las estaciones no se distribuyen de forma homogénea. Por ello el empleo de información generada por productos satelitales en el estudio de la precipitación pluvial, es una herramienta fundamental para su conocimiento.

Con la llegada de los satélites meteorológicos en los años 70, se avanzó en múltiples técnicas de detección de variables meteorológicas en forma remota. Actualmente, la adquisición de información digitalizada y los continuos avances tecnológicos, favorecen la realización de investigaciones en el campo de la Meteorología, facilitando la comparación, análisis y combinación de los datos obtenidos en tiempo real.

La técnica de estimación de precipitación por satélite (PES), que originalmente fue llamada Auto-Estimador, se basa en el análisis estadístico entre la precipitación instantánea medida por

radar en la superficie y la temperatura del tope de la nube, captadas por el satélite Geostationary Operational Environmental Satellite (GOES). Para este algoritmo la tasa de precipitación estimada, se ajusta a factores de humedad, tasa de crecimiento, gradiente de temperatura y factores de paralaje y ortografía (Vicente et al., 2002).

Esta PES facilita la accesibilidad en tiempo real a la información en territorio inaccesible para otros sistemas de observación, pluviómetros y radares. Asimismo, existen muchos algoritmos basados en satélites cuya precipitación estimada por satélite está sujeta a errores a causa de problemas de instrumentación, naturaleza del sistema de medición, entre otros; que generan incertidumbre, por lo que es necesario validar con mediciones de pluviómetros o radares en diversas condiciones meteorológicas. Esto representa el principal desafío para poder beneficiarnos de las fortalezas de los diversos tipos de productos satelitales y reducir sus limitaciones.

1.1. Situación problemática

La comprensión de la distribución espacio temporal de la precipitación resulta en un problema significativo para diversas áreas como la agricultura, la hidrología, el pronóstico numérico e investigaciones climáticas, principalmente, que precisan de mediciones fiables de esta variable (Ebert et al., 2007).

El territorio peruano se caracteriza por presentar una compleja distribución geográfica que cuenta actualmente con 569 estaciones meteorológicas de tercer orden para la cuantificación de la precipitación que no están distribuidas de forma homogénea. Por ello, las observaciones pluviométricas resultan insuficientes y poco precisas para la estimación en zonas que no cuentan con estaciones meteorológicas.

En este sentido, los satélites meteorológicos representan una herramienta muy útil pues permiten obtener información de regiones climáticas, que carecen de datos precisos para predecir fenómenos meteorológicos, a través de una evaluación de los productos satelitales para determinar el más adecuado en diferentes regiones.

1.2. Formulación del Problema

1.2.1. Problema General

- ¿En qué medida la evaluación espacial y temporal de la precipitación generada por productos satelitales permite implementar su uso en proyectos hidrometeorológicos con respecto a las estaciones pluviométricas en cada región del territorio?

1.2.2. Problemas Específicos

- ¿En qué grado es factible el uso de una base de datos estadística comparativa de cada producto de precipitación estimada por satélite?
- ¿Cuál es el nivel de viabilidad del análisis de la distribución espacial para determinar el desempeño de cada producto satelital en el Perú?
- ¿De qué forma determinar el grado de eficiencia y detección base de cada producto de precipitación estimada por satélite en el Perú?
- ¿Cuál sería el producto de precipitación estimada por satélite más adecuado para determinar la precipitación pluvial en el Perú que permita una estimación precisa en regiones que no presenten estaciones meteorológicas?

1.3. Justificación de la investigación

1.3.1. Justificación teórica

La variabilidad espacial de la precipitación en el Perú está escasamente representada debido a una baja densidad de estaciones y la topografía compleja. Es por ello que hay incertidumbre sobre la estructura estadística de la precipitación en el Perú. La cuantificación fiable de este proceso meteorológico se enfatiza al evaluar la probabilidad por regiones de eventos de precipitación extrema. Por tal motivo, una fuente optativa de datos ante esta problemática es el empleo de precipitación estimada por satélite, los cuales proporcionan datos uniformemente distribuidos espacial y temporalmente. Considerando la importancia de este tema, se debe profundizar la investigación en tecnología satelital con énfasis en eficiencia y capacidad de detección de patrones de lluvia, cuya aplicabilidad permitiría realizar estudios sobre prevención de fenómenos meteorológicos, detección de lluvia extrema, inundaciones, monitoreo de ríos, entre otros.

1.3.2. Justificación metodológica

En esta investigación se plantea una estrategia metodológica para evaluar el desempeño general de cada PES en el Perú, la cual parte de la interrogante de qué producto es el más adecuado para cuantificar la precipitación en el país. Con la aplicación de métricas de comparación se determina el desempeño de cada PES al estimar la cantidad de precipitación y la capacidad de detección de la misma. Al determinar cómo varía espacialmente la calidad de cada producto, los datos registrados concordantes a nuestro territorio complementarán procedimientos y metodologías existentes.

1.3.3. Justificación Práctica

La precipitación estimada por satélite es actualmente objeto de estudio por diversos investigadores en el mundo. La aplicación de los avances tecnológicos satelitales en estudios hidrometeorológicos hace importante el análisis de los datos registrados con el fin de mejorar la previsión y monitoreo de eventos extremos. Los resultados obtenidos en esta investigación tienen un grado de confiabilidad moderado que representa un punto de partida para optimizar la capacidad de gestión de los recursos hídricos, mejorar la predicción meteorológica y de desastres naturales con condiciones científicas para la elaboración de políticas fundamentadas.

1.4. Objetivos de la Investigación

1.4.1. Objetivo General

- Evaluar espacial y temporalmente la precipitación generada por productos satelitales en el Perú, a fin de proponer su implementación en proyectos hidrometeorológicos con un grado de eficiencia moderada comparativa obtenida con respecto a las estaciones pluviométricas en cada región del territorio.

1.4.2. Objetivos Específicos

- Analizar la viabilidad de una base de datos estadística comparativa de cada producto de precipitación estimada por satélite para el periodo 1983-2015 que permita describir el comportamiento de la precipitación pluvial a través del tiempo y determinar estimaciones confiables.

- Analizar la distribución espacial que permita precisar el desempeño de cada producto de precipitación estimada por satélite en el Perú.
- Proponer indicadores métricos y probabilísticos que permitan comparar la eficiencia y detección entre la información in situ y la precipitación estimada por satélite.
- Identificar el producto satelital más preciso para estimar las precipitaciones pluviales en el Perú.

1.5. Hipótesis

1.5.1. Hipótesis General

- La evaluación espacial y temporal de la precipitación generada por productos satelitales en el Perú, permitirá determinar el producto satelital más viable en cada región mediante un grado de eficiencia comparativa moderada con respecto a las estaciones pluviométricas correspondientes.

1.5.2. Hipótesis Específica

- El análisis de viabilidad de una base de datos estadística comparativa de producto de precipitación estimada por satélite permitirá describir el comportamiento de la precipitación pluvial a través del tiempo y determinar estimaciones moderadamente confiables.
- El análisis de la variabilidad espacial permitirá observar y cuantificar el desempeño de cada producto de precipitación estimada por satélite en el Perú.
- Un adecuado conjunto de indicadores métricos y probabilísticos permitirá identificar el nivel de confiabilidad de la información a comparar.
- La identificación del producto satelital más preciso para estimar la precipitación pluvial en el Perú, permitirá generar una base de datos viable en regiones que no presenten estaciones meteorológicas.

Capítulo II

2. Marco Teórico

2.1. Antecedentes del problema

En los últimos años, diversos sensores implementados en los satélites han favorecido la estimación de la precipitación alrededor del mundo, situándose como una posible alternativa para la captura de datos y sus aplicaciones en estudios hidrometeorológicos y/o climáticos en regiones poco o nada instrumentalizadas.

Las investigaciones están relacionadas con la evaluación de la variación espacial de la calidad de la estimación de lluvia. En todos los estudios se resalta la importancia de obtener un alto grado de confiabilidad de cada producto puesto que la precipitación es una variable meteorológica compleja. En las siguientes investigaciones internacionales y nacionales realizadas en los últimos años se detalla la evolución de la evaluación de la precipitación estimada provenientes de diversos productos satelitales.

2.1.1. Antecedentes Internacionales

Mohammed et al. (2020), evaluaron exhaustivamente los tres productos GPM IMERG (IMERG-E, IMERG-L, IMERG-F), durante el período de marzo de 2014 a junio de 2018. El estudio estuvo dirigido a 275 estaciones, con diferentes intensidades de lluvia, características topográficas y regiones hidrológicas en un país árido y semiárido como Arabia Saudita. El proceso consideró tres enfoques; el primero evaluó el efecto estacional sobre el desempeño de los productos IMERG; el segundo; el impacto de las características espaciales, representadas por las zonas topográficas e hidrológicas, sobre la precisión de los productos IMERG; y el último enfoque se centró en el desempeño de IMERG en la detección de lluvias a diferentes intensidades. A través de índices estadísticos cuantitativos como POD, CSI, MAE, RMSE, RBIAS y CC cuantificaron el rendimiento de los productos IMERG; y en general, los resultados confirmaron que el rendimiento del producto final superó a los productos casi en tiempo real en términos de consistencia y errores estimados.

Los resultados de la evaluación mostraron que, para la evaluación estacional, los productos de precipitación exhibieron un mejor desempeño en primavera y verano, mientras que tenían una precisión relativamente menor y mayores sesgos en otoño e invierno. Asimismo, los productos IMERG obtuvieron un alto rendimiento en la captura de las diversas intensidades de lluvia, detectando la precipitación ligera con mayor precisión. A partir de ello se concluyó que, a mayor intensidad de lluvia, mayor es el error de detección en los productos IMERG. Además, los resultados de la evaluación hidrológica evidenciaron que las regiones hidrológicas con baja instrumentalización dificultan una evaluación satisfactoria de los productos satelitales porque tienden a subestimar el desempeño de estos. Otro inconveniente se reflejó en la precisión de los productos, pues se vio afectada por la topografía en diferentes regiones. Sin embargo, los productos de precipitación IMERG exhibieron una alta precisión de detección en áreas de elevación moderada (regiones del interior); mientras que tuvo un desempeño pobre en llanuras planas (regiones costeras) y grandes altitudes (estribaciones y regiones montañosas). Estos resultados podrían ayudar a los desarrolladores a mejorar la calibración GPM IMERG para lograr una mejor precisión de detección en regiones áridas y semiáridas.

Hobouchian et al. (2016), investigaron 05 PES: 3B42 versión 6 y RT, CPC, HYDRO y CoSch, en la región sudamericana. Centrarón su evaluación en precisar la naturaleza de los errores de cada producto con énfasis en la distribución espacio temporal de la precipitación. El análisis inicia en el año 2008 y concluye en el año 2010, empleando cifras de precipitación acumulada, captado en 24 horas de diversas estaciones a una resolución espacial comparable a la de las estimaciones. Propusieron un conjunto de índices estadísticos de verificación como RMSE, BIAS, BIASS, ETS, FAR y POD cuyos resultados demostraron un mejor rendimiento del producto CoSch, presentando valores altamente fiables en la región costera de Argentina, Uruguay, Paraguay y sudeste de Brasil. El nivel de confiabilidad en CoSch se mantiene para las estimaciones a nivel de estacionalidad para esta misma región. Por otro lado, las estimaciones disminuyen su calidad al incrementar el intervalo de precipitación para el análisis, resaltando una dificultad asociada a la estimación de eventos aislados. En latitudes al sur de 20°S, las estimaciones superan los niveles de precipitación, con exclusión de HYDRO que subestima la precipitación observada en superficie en gran parte de los umbrales. De forma concluyente, los errores están relacionados a la época del año, afirmando que, los resultados sobrestiman la precipitación en los meses de verano e invierno en la zona central de Argentina.

Beck et al. (2017), realizaron una evaluación integral de 22 conjuntos de datos de precipitación globales para el período 2000-2016 a nivel diario. Procesaron trece conjuntos de datos de precipitación sin corrección utilizando data diaria observada de 76086 estaciones en todo el mundo y 9 conjuntos corregidos utilizando modelos hidrológicos para 9053 cuencas de tamaño pequeño a mediano (<50 000 km²) y compararon el rendimiento resultante. En los resultados se encontraron marcadas diferencias en los patrones espacio-temporales y la precisión entre los conjuntos de datos. Las mejores correlaciones temporales se produjeron en el siguiente orden para precipitación sin corrección de indicadores, estimaciones basadas en múltiples conjuntos de datos de satélites y reanálisis, estimaciones obtenidas mediante teledetección por microondas de la lluvia y la humedad del suelo cerca de la superficie y estimaciones basadas en la teledetección infrarroja térmica. En el conjunto de datos corregidos por indicadores se diferencian entre lo que incorporan directamente el indicador que superan a al grupo de los que están indirectamente calibrados. En términos resumidos, en el estudio determinaron que la confiabilidad de los productos satelitales está condicionada a la región en la que se aplican y de las necesidades o propósito específicos de los usuarios. Del total de productos, MSWEP destacó por tener un largo periodo de captura (1979 – 2016), cobertura global que incluyen áreas oceánicas, resolución temporal de 3 horas y espacial de 0.1°, correcciones diarias de los indicadores lo cual le proporciona un rendimiento comparativamente bueno según las métricas estadísticas para todos los tipos de clima. Asimismo, resaltan el comportamiento de CHIRPS V2.0 para las regiones tropicales; y CPC Unified, en regiones con densas redes de pluviómetros.

2.1.2. Antecedentes Nacionales

Ochoa et al. (2014), evaluaron el potencial que ofrecen los resultados de modelos de predicción meteorológica basado en satélites que permitirán compensar la escasez de datos en la cuenca Pacífico - Andina, exactamente en Perú y Ecuador. Como base para el análisis emplearon un conjunto de datos completo de precipitación terrestre el cual fue contrastado con los productos TRMM 3B42V7 y 3B42V6, WRF OA-NOSA30. La actuación de los productos en el Perú expone las características estacionales de la precipitación en la región. Cuantitativamente, TMPA V7 y V6 en el norte de Perú presentan una buena estimación y la probabilidad de detección es mejor para precipitaciones con menos de 5 mm por día. En comparación con su predecesor, el 3B42V7 muestra mejoras modestas en toda la cuenca para reducir los sesgos. La calidad de la estimación se incrementa en las subcuencas costeras y en

mar abierto. En vista de las aplicaciones hidrológicas, la correlación de las estimaciones de TMPA y OA-NOSA30 con las observaciones aumenta con la agregación del tiempo. La correlación es mayor para periodos de tiempo mensual en comparación con las escalas diaria, semanal y quincenal. Además, se encontró que TMPA se comporta mejor que OA-NOSA30 en la generación de la distribución espacial de la precipitación media anual.

Lujano et al. (2015), desarrollaron su investigación en la cuenca Ramis, que está ubicada al norte de la zona hidrográfica del Titicaca, con el objetivo de acreditar las PES y su implementación en el modelado hidrológico del río Ramis. El proceso de aprobación fue realizado por medio del contraste entre datos observados durante el periodo de 1998 al 2013, mediante indicadores estadísticos de sesgo porcentual y coeficiente de determinación para el producto TRMM 3B43. Los resultados concluyeron que la precipitación estimada por satélite reproduce con un nivel fiable y con cierta precisión el patrón del ciclo estacional de la región. Esto permite presentar el producto como alternativa en zonas con escasez de información, debido a que el coeficiente de determinación al validar las precipitaciones resulta 0.86 con un sesgo porcentual de +21.7%, en consecuencia, el PES es aceptable en la cuenca del río Ramis.

Zubieta (2017), desarrolló su investigación con un enfoque basado en el potencial que adquiere la precipitación diaria concentrada para provocar la erosión del suelo, deslizamientos, inestabilidad de taludes e inundaciones en las cuencas de sierra y selva. Plantea que los datos de PES aplicados para la estimación de concentración de precipitación a nivel diario son una solución viable en regiones con limitada disponibilidad de información. Además, estos datos conforman el punto de partida en modelos hidrometeorológicos para el entendimiento e investigación de eventos extremos relacionados. En este trabajo compara datos observados de la cuenca amazónica peruana y ecuatoriana con cinco productos satelitales, cuya base de datos se utilizó en la precisión del índice de concentración (IC) de precipitación diaria y simulaciones de caudales diarios empleando el modelo hidrológico distribuido de grandes cuencas. Los hallazgos de este trabajo afirman que los productos CMORPH y TMPA V7 son más eficaces que TRMM RT o PERSIANN en el área de estudio.

2.2. Bases Teóricas

2.2.1. Consideraciones Históricas sobre la Precipitación en el Perú

El Perú por hallarse situado en la región tropical del hemisferio sur, que está delimitada por la línea ecuatorial y el Trópico de Capricornio, permite suponer que disfruta de un clima cálido con lluvias abundantes; pero el clima de un territorio no solo es resultante de su latitud. El Perú alberga una serie de características que lo alteran decisivamente. En la costa está presente la Corriente Peruana y el Anticiclón del Pacífico Sur (APS); en la sierra, la Cordillera de los Andes; y en la selva, el Anticiclón del Atlántico Sur (AAS), el Ciclón Ecuatorial y la Alta de Bolivia (AB) que determinan respectivamente el clima en estas zonas.

El SENAMHI gestiona a nivel nacional un sistema de 890 estaciones hidrometeorológicas interconectadas, de conformidad con las normas técnicas de la Organización Meteorológica Mundial (OMM). Bajo este sistema de observación y monitoreo del clima se organiza, norma y promueve la vigilancia atmosférica del país, a fin de preservar los peligros de la contaminación ambiental. Asimismo, contar con esta información es fundamental para definir el clima y formular sus posibles situaciones, lo que permitirá identificar amenazas y mejorar los estudios de vulnerabilidad.

Según el análisis de los datos históricos de precipitación anual, el periodo lluvioso en el Perú se presenta de setiembre a mayo, cuyos máximos se registran en los meses de verano. La intensidad depende del océano y la atmósfera en sus diversas escalas, los cuales ocasionan cantidades superiores o inferiores a los valores normales, posibilitando situaciones extremas en determinado espacio y tiempo, lo que genera impactos de mayor o menor intensidad sobre la población y sus actividades productivas y socioeconómicas en cualquier zona del Perú, sobre todo en su vertiente noroccidental o costa norte.

Se tienen registros del clima pasado en el cual se indican que las cifras máximas de precipitación están en la zona norte de la selva, donde el régimen es escasamente variable durante el año. Los registros mínimos se evidencian generalmente a lo largo de la costa, destacando que en la costa norte la precipitación se incrementa en los meses de diciembre a mayo. La precipitación anual moderada en promedio es apreciable en la sierra, la cual incrementa ligeramente en la zona norte.

Además, desde 1970 hasta 1990 se constató un descenso notable en la precipitación anual promedio del Perú. Aproximadamente 7% en 20 años. Esto coincide con la existencia de

evidencias de que entre las décadas de los 70 y 90, las tendencias de las temperaturas mínimas medias se incrementaron, en promedio, ligeramente en menor proporción que las temperaturas máximas (SENAMHI, 2014).

Se resalta que los mayores fenómenos El Niño - Oscilación Sur (ENOS), que tuvieron lugar en el periodo indicado, propiciaron anomalías que definieron la elevación de las temperaturas promedio. El Niño, en el Perú, está marcado por abundantes precipitaciones en la costa norte a causa del incremento de la temperatura de las aguas superficiales del Océano Pacífico, en el sector este, que llegan hasta la zona septentrional del país. El incremento irregular de la temperatura comienza en los días próximos a la Natividad para luego desarrollarse durante cuatro meses en promedio. Esta anomalía está relacionada con la corriente que va de norte a sur a lo largo del litoral norteño, que señalaron como “Corriente de El Niño” los navegantes del área de Paita (Carrillo, 1892).

En términos concisos, la primera expresión del inicio del fenómeno es el debilitamiento de los vientos alisios del sur e intensificación de los vientos del oeste en el Pacífico central, esto produce que masas de aguas cálidas avancen a la costa, es decir, que las aguas superficiales ecuatoriales se proyecten hacia el sur, originando el aumento de temperatura en una capa significativa de la columna de agua con la consecuente profundización de la termoclina (IMARPE, 2000).

Según los antecedentes, el ENOS ha tenido gran influencia sobre la vertiente del Océano Pacífico, variando de norte a sur según los años. Ahora se sabe que este calentamiento marino-costero se acentúa cada cierto número de años, siendo una manifestación de los cambios que ocurren en las capas superficiales y subsuperficiales del océano. Los Niños Extraordinarios del 82/83 y 97/98 si tuvieron un impacto generalizado en toda la vertiente, creando condiciones de excesos hídricos que provocaron desastres, y siendo estos más acentuados en la zona norte del país.

2.2.2. Precipitación

2.2.2.1. Definición y Descripción

Se entiende por precipitación, a toda agua meteórica que llega a la superficie de la Tierra, tanto en forma líquida, sólida y como precipitación oculta. Los cuales son provocados por un cambio de temperatura o presión (Musy, 2001).

Debido al gran volumen de agua en la superficie terrestre que se obtiene por la precipitación, es importante investigar su comportamiento, así como determinar los fenómenos en los que se comporta como variable fundamental.

Para la generación de la precipitación es preciso que una masa de agua se eleve en la atmósfera, cuya temperatura descenderá y parte de la humedad contenida condensará. La condensación requiere de una semilla llamada el núcleo de condensación, alrededor del cual las moléculas del agua se pueden unir (Chow et al., 1994).

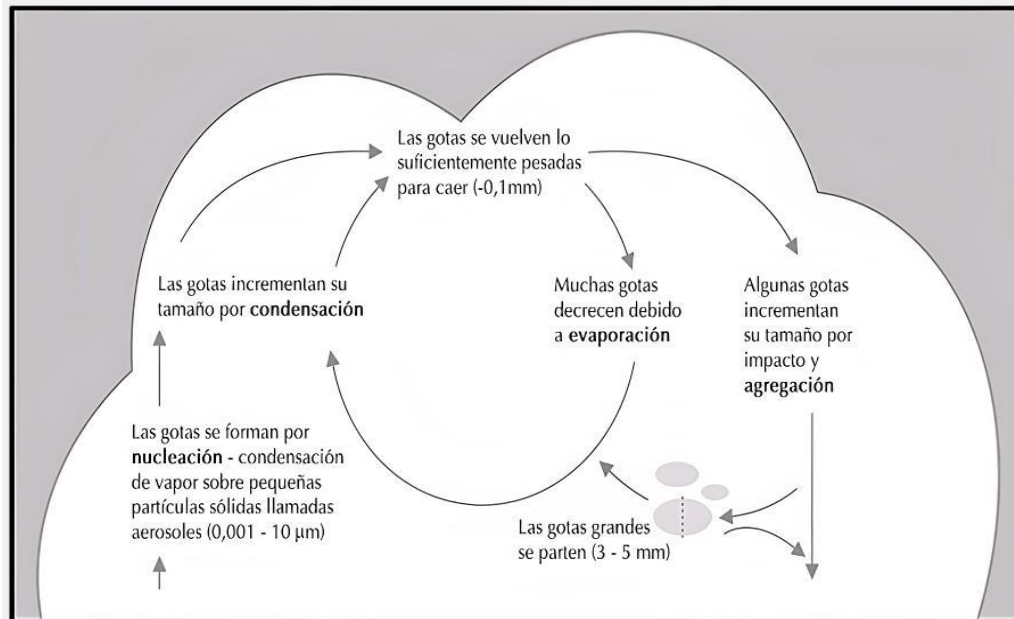


Figura 1. Formación de precipitación en las nubes.

Fuente: (Chow et al., 1994)

Los núcleos de condensación se pueden originar de partículas de polvo que flotan en el aire. Algunas de estas partículas poseen iones y son ideales como núcleos debido a que atraen por electrostática a las moléculas de agua enlazadas polarmente. Las diminutas gotas de agua incrementan su tamaño por medio de la condensación e impactan con las más cercanas conforme continúan su movimiento por la turbulencia del aire, hasta que alcanzan el tamaño suficiente logrando que la fuerza de gravedad supere la fuerza de fricción, acrecentando su volumen cuando golpean a otras gotas en su descenso (Chow et al., 1994).

Estos núcleos tienen un tamaño que varía entre 0.1 y 10 µm de diámetro, considerando los menores a 3 µm partículas de aerosoles que permanecen en suspensión indefinidamente hasta que se forme la precipitación. La mayoría de las gotas de agua en estado no precipitable tienen diámetros menores a 10 µm, y una corriente ascendente menor de 0.5 cm/s, insuficiente para su caída. Las velocidades de ascensión, por debajo y en las nubes, generalmente sobrepasan

los valores necesarios para sostener a los elementos o posibles núcleos en su interior; es por ello que estos elementos deben aumentar su tamaño hasta que la velocidad de caída exceda a la de ascensión para que ocurra la precipitación.

Por otro lado, el intervalo del contenido máximo de agua líquida en la nube en un estado previo a la precipitación, fluctúa desde los 0.5 g/m³ (estratos delgados) hasta los 4 g/m³ (cúmulos muy anchos). Además, está definido que para fuertes precipitaciones la intensidad aumenta alrededor de 25 mm/h por cada g/m³ de agua que contiene la nube.

Tabla 1. Tipos de lluvia según la forma en la que se presente

<i>Denominación</i>	<i>Definición</i>
<i>Lluvia</i>	Gotas de diámetro que varían de 0.5 mm – 3 mm a 3 m/s - 7m/s
<i>Llovizna</i>	Gotas de diámetro < a 0.5 mm, a menos de 3m/s y superiores a 1 m/s
<i>Chubasco</i>	Gotas mayores a 3 mm de diámetro, más o menos dispersas y con una velocidad que supera los 7 m/s
<i>Nevada</i>	Copos conformados por cristales hexagonales de hielo, microscópicos, que descienden con velocidades menores y conforman en el suelo capas de configuración esponjosa.
<i>Nieve granulada</i>	Granos esféricos de nieve cristalina frágiles, cuyo diámetro oscila entre 3 - 5 mm, que rebotan al tocar el suelo.
<i>Granizo</i>	Granos de hielo en forma redonda, de estructura concrecionada, alternados por capas amorfas y capas cristalinas, de tamaño variable > 1 mm.

Fuente: (Aguilo et al., 1996).

En la tabla 1, aparecen reflejadas las diferentes denominaciones que recibe la precipitación según la forma en la que se presente. Además de la existencia de la precipitación “visible” (se observa caer), existe también la precipitación “oculta”. La precipitación oculta u horizontal son pequeñas gotas de vapor de agua en movimiento horizontal que entran en contacto con el follaje de la cobertura forestal. Por otra parte, la precipitación vertical no está influenciada por la vegetación en cuanto a la cantidad y distribución (Stadtmüller, 1987).

La precipitación vertical puede proceder del rocío, escarcha y/o niebla.

- El **rocío** se produce si la temperatura del agua contenida en el aire es mayor o igual a la temperatura de la superficie, resultando saturante al llegar al punto de rocío a través del cual el vapor de agua se condensará de forma directa sobre la superficie en cuestión enfriada por radiación nocturna. Cabe resaltar que el rocío interno se diferencia del rocío propiamente dicho, en que la condensación, en este caso, se produce en el interior de una capa del suelo de unos cuantos centímetros de espesor.
- La **escarcha** consiste en hielo de aspecto cristalino depositado sobre el suelo, cuyo proceso de formación es idéntico al del rocío, con la diferencia de que la temperatura saturante es inferior a 0°C, lo que da lugar a que el agua pase directamente de estado gaseoso a sólido en superficies muy enfriadas durante la noche. Su densidad varía de 0,8 a 0,9 g/m³.
- Las **nieblas** son un conglomerado visible de gotas de agua suspendidas en las proximidades de la superficie terrestre. Esta condensación de agua en el aire es generada por la llegada del vapor de agua de la atmósfera a la saturación. Estas gotas de agua al entrar en contacto con una superficie, se depositan en ésta por intercepción.

Según los parámetros que propician la elevación y generación de nubes, la precipitación es clasificada en: ciclónica, convectiva y orográfica. La precipitación ciclónica es producida por el encuentro de masas de aire de diferentes temperaturas en regiones de baja presión o centro ciclónico: las más cálidas son empujadas a elevarse para luego precipitar. Este fenómeno puede ser frontal o no frontal. En la precipitación convectiva, el empuje hidrostático al que es sometida una masa de aire cuando su temperatura es superior a la de su entorno se denomina ascenso convectivo (Cotton, 1990). La masa de aire cálido abarca un volumen mayor, logrando disminuir su densidad y experimenta por parte del medio que lo rodea una fuerza comparable al peso del volumen desplazado. Asimismo, los ascensos convectivos son impulsados por su presencia sobre una barrera de montañas, sobre una superficie accidentada que propicie la formación de *eddies* que se describen como masas de aire ascendente y sobre una línea de convergencia (Sumner, 1988). El proceso del ascenso de una masa de aire dependerá de sus características y del medio que lo rodea. Así, si al iniciarse el ascenso mantiene la continuidad, su condición será irregular. Como factor condicionante está el nivel de saturación del aire. Si al iniciarse la elevación, se propicia un sistema de descenso o, en contraste, al iniciarse un

descenso se propicia un mecanismo compensatorio de elevación, presentándose una situación estable para la partícula. Este tipo de lluvias son propias de regiones ecuatoriales y tropicales.

En la precipitación orográfica, las precipitaciones ocurren cuando las masas de aire húmedo son influenciadas al ascenso de forma adiabática sobre las pendientes de una cadena de montañas, que, al enfriarse, provocan condensación lo que deriva en nubes. Este proceso es propiciado en climas tropicales o templados en los que la barrera de humedad, de origen marino, tropieza con una barrera de montañas forzando su ascenso sobre ésta. Por lo general, la precipitación ocurre en la ladera de barlovento, en el transcurso del ascenso y en zonas próximas a la parte más alta (Sumner, 1988).

La influencia de la topografía en relación al flujo horizontal genera una distribución espacial de la precipitación a lo largo de la montaña extraordinariamente sofisticada. Por tanto, es necesario un óptimo sistema de monitoreo meteorológico, que permita definir y representar el modelo espacial de este tipo de precipitación en los Andes del Perú.

En la figura 2, se describen los tipos de precipitaciones descritos líneas arriba. En la naturaleza, los efectos de estos tres tipos de enfriamiento están interrelacionados y la precipitación resultante no puede identificarse como de un solo tipo. El grado de estabilidad e inestabilidad de la atmósfera es un factor primordial en muchos procesos atmosféricos y sobre todo en la frecuencia, duración e intensidad de las precipitaciones.

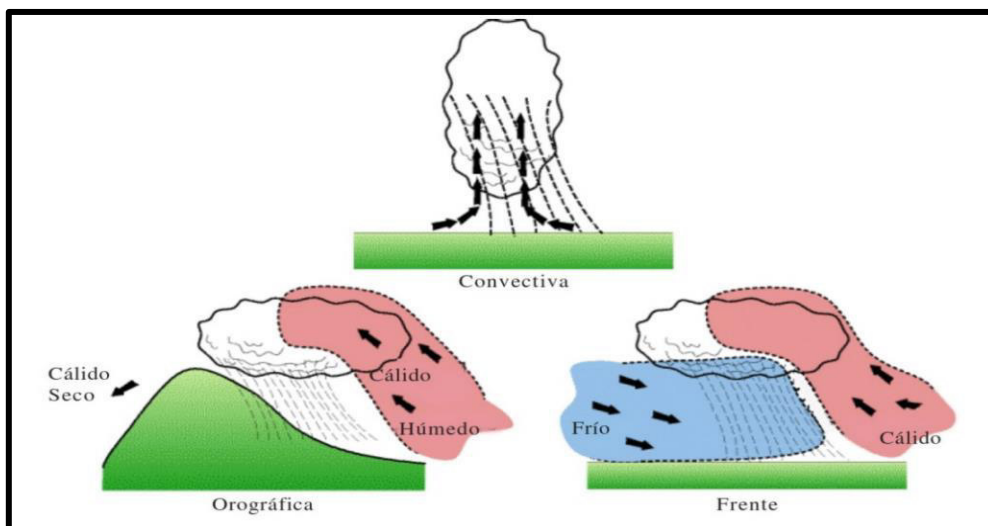


Figura 2. Fundamentales tipos de precipitación.

Fuente: (Musy, 2001).

2.2.2.2. Cuantificación de la Precipitación

La difusión espacio temporal de la precipitación es uno de los temas del que menor conocimiento posee el ser humano. Actualmente, se efectúan mediciones en múltiples estaciones meteorológicas situadas en tierra, en el mar y a alturas diversificadas de la atmósfera, propuesta en localizaciones permanentes o en trayectorias trazadas por barcos y aviones, los cuales disponen de instrumentos meteorológicos a bordo. Para determinar la cantidad de precipitación en una determinada zona las características más importantes a tomar en consideración, son la intensidad, la duración.

La cantidad de precipitación de agua, tanto en estado sólido como líquido que llega al suelo se suele referir a la altura (en mm) de la capa de agua (en el caso de la nieve, supuesta fundida) que cubriría el suelo, si éste fuese perfectamente horizontal, y si no se filtrase ni evaporase. Si se tiene en cuenta que una capa de un milímetro de altura y un metro cuadrado de superficie equivale a un volumen de un decímetro cúbico, se comprende que el número que expresa los milímetros de altura de la capa es el mismo que expresa la cantidad de litros por metro cuadrado. El aparato que se emplea para medir el nivel de lluvia que descende a lo largo de un intervalo determinado de tiempo (generalmente, 24 horas) se llama pluviómetro.

La medición de la precipitación proviene de diversas fuentes o sensores, cuyos métodos directos son los que recolectan los equipos en tierra. Los métodos indirectos emplean los radares meteorológicos y técnicas de teledetección. La cantidad de precipitación que alcanza el suelo en un determinado lapso de tiempo es calculada en función del nivel de agua que se obtendría al llegar a una proyección horizontal de la superficialidad del terreno, cuando todos los tipos de precipitación caídos se funden (OMM, 1994).

2.2.2.2.1. Sensores de Tierra

Según el Manual de Capacitación de la Organización Meteorológica Mundial (OMM), “los instrumentos no registradores o pluviómetros consisten en receptáculos abiertos con lados verticales, por lo general en forma de cilindros rectos, (...) con una superficie de recepción de 200 a 500 cm², aunque en algunos países se utiliza un área de 1000 cm²”.

Las magnitudes convencionales facilitan transformar el volumen recolectado a mm. Estas acciones podrían ser subsanadas considerando el viento y altura del medidor y otros problemas consiguientes de la evaporación o el registro de precipitaciones sólidas (Sumner, 1988).

Los pluviógrafos (equipos registradores) permiten monitorear en el tiempo, los caudales recolectados de lluvia comúnmente a través de tres principios mecánicos:

- a) Pesada, transforma el volumen de agua adquirido en historial de lluvia, b) Flotador, anota el cambio de niveles de agua en un contenedor con flotador el cual está conectado a un transmisor y, c) Cangilones, vierte el agua adquirida aleatoriamente en cada una de los 2 recipientes dispuestos al desestabilizarse al estar repleto, enviando una señal en cada pulso (OMM, 1994).

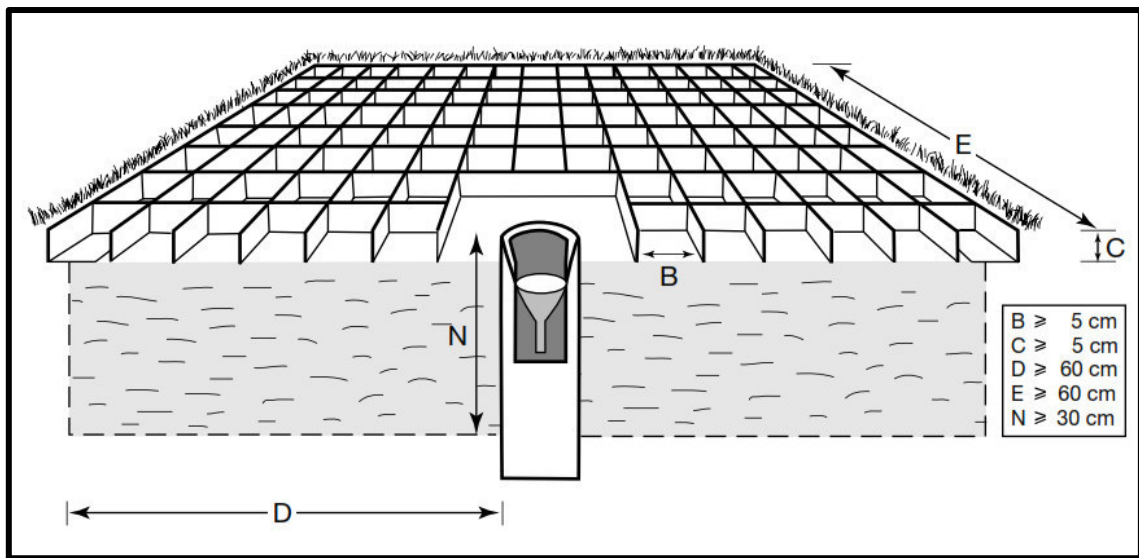


Figura 3. Pluviómetro enterrado para medir las precipitaciones líquidas.

Fuente: (OMM, 1994).

2.2.2.2. Satélites y Teledetección

El sistema integrado que se genera entre la tierra, el mar y la atmósfera; refleja radiación solar que retorna al espacio y que a su vez emite radiación infrarroja y microonda al espacio. Las precipitaciones se determinan usando teledetección o por radiómetros de microondas. Los satélites llevan instrumentos o sensores los cuales determinan la magnitud de la radiación electromagnética que se origina del sistema tierra-atmósfera.

La magnitud de la radiación que es reflejada y emitida al espacio, se encuentran sujetos por la situación de la superficie y la atmósfera, debido a esto, las mediciones guardan información sobre las condiciones.

Se han diseñado metodologías para calcular las precipitaciones a nivel de hora, día y mes a través de imágenes provenientes de satélites geoestacionarios o de órbita polar. Esta información proviene de la parte visible y/o infrarroja del espectro electromagnético, y su

estimación se basa en la temperatura (de la cima), forma, textura y cambio de las nubes (OMM, 1994).

La información visible permite el reconocimiento de la naturaleza de las nubes y dar seguimiento a su cambio morfológico al recibir luz en el día. Los estratos brindan aspectos suavizados y los cúmulos, apilados. La relación brillo, nube e intensidad de precipitación es mínima, lo que conlleva a recurrir a que la información del visible se combine con otros datos que permita generar una estimación o cálculo (Kidd y Levizzani, 2011).

Los satélites polares, no polares y geoestacionarios se emplean con propósitos meteorológicos. Los polares y no polares, cuyas órbitas circulares en constante movimiento relativo a la Tierra se encuentran ubicados a 160-200 Km. Los geoestacionarios, están ubicados sobre la línea ecuatorial a 36000 Km y tienen el mismo tiempo de rotación que la Tierra pues se mantienen fijos en su posición, lo cual facilita el monitoreo de los cambios por los que atraviesan las nubes.

Los satélites con sensores pasivos miden la energía que es producto del reflejo o emisión de la interacción entre la tierra y la atmósfera, mientras que los sensores activos, emiten rayos de radiación sobre la interacción entre la tierra y la atmósfera, y midiendo así la radiación retro difundida, donde posteriormente serán indicadores geofísicos.

Se puede calcular la precipitación a través de las imágenes satelitales a nivel mundial, local, tiempo real o casi real. Gracias a esto, la precisión de la estimación de las precipitaciones mejora en zonas donde no presente una gran red de estaciones meteorológicas y en cortos periodos.

Al respecto se menciona, que el satélite peruano de observación Perú SAT-1, lanzado en el año 2016, no se utilizará para monitorear las precipitaciones pues no realiza análisis de temperaturas de la nubosidad; sino que brinda imágenes de alta resolución que podrán ser empleados para el control, monitoreo y vigilancia de diversas actividades.

En la actualidad el satélite que brinda información de las precipitaciones en nuestro país, es el llamado GOES-13 que pertenece a la Administración Nacional Oceánica y Atmosférica de EE.UU. (NOAA). Es un satélite geoestacionario, lanzado en el año 2006, que proporciona datos cada 30 minutos permitiendo un monitoreo en tiempo real de las precipitaciones.

2.2.3. Dinámica Atmosférica y Régimen Pluviométrico en el Perú



Figura 4. Factores modificadores del clima en el Perú elaborado por el SENAMHI.

Fuente: (SENAMHI, 1999).

El Perú está ubicado en el hemisferio sur, exactamente en el lado occidental del Sur de América. Perú se encuentra dentro de la ZCIT del hemisferio Sur, es decir, se sitúa en medio de la Línea Ecuatorial y el Trópico de Capricornio. Por su situación geográfica, cabe resaltar que Lima se encuentra ubicada a la misma distancia de la línea ecuatorial que la ciudad de Río de Janeiro, la cual se caracteriza por presentar abundantes lluvias todo el año y estar rodeado de bosques húmedos. Esta diferencia es el resultado de la interacción de diversos factores geográficos.

En el Perú, sus diversos climas, la influencia de la Cordillera de los Andes, la Corriente Peruana, la Contracorriente Ecuatorial, entre otros; determinan las características climáticas de las distintas regiones geográficas.

2.2.3.1. Masas de Aire

El Perú se encuentra en una zona de contacto entre masas de aire de muy diversa naturaleza, que llegan a nuestro territorio a causa de la circulación general atmosférica.

En la ZCIT se forman nubes cumuliformes como si fueran bandas, de bajas presiones, donde se encuentran los vientos Alisios del hemisferio norte y sur. Debido a las altas temperaturas en la zona ecuatorial, las masas de aire que están cerca de la superficie son obligadas a subir originando muchas nubes e intensas lluvias. Esta franja se caracteriza porque se desplaza desde el norte o sur del Ecuador, según donde se presente la estación de verano. Este desplazamiento se evidencia con la llegada de abundantes lluvias, ambientes cálidos y aumentos en la valorización de la humedad relativa.

El APS es un sistema cuasi permanente de elevada presión sobre el océano, que controla la circulación atmosférica y la climatología del Pacífico. Su epicentro se ubica delante de las costas sur del Perú y al lado norte del territorio chileno; y ejerce una gran influencia durante los meses de mayo a octubre.

Este sistema brinda lo siguiente: estabilidad en la troposfera baja, bajas temperaturas por afloramiento de vientos del sur y una extensa cubierta de estratocúmulos (SC). La nubosidad, es vital para reflejar una cantidad importante de radiación solar incidente, disminuir el calentamiento del mar y su columna de viento (Garreaud y Muñoz, 2004).

El comportamiento es estable debido a fluctuaciones de alta frecuencia (diario y medición intraestacional), la intensidad y dirección del viento, temperatura del mar, presión atmosférica entre otros. Particularmente se originan en la franja costera y repercuten en la meteorología regional (Garreaud et al., 2002).

El AAS es un sistema cuasi permanente de elevada presión atmosférica cuyo epicentro se ubica cerca de las costas argentinas. Las corrientes de aire cálido y húmedo ingresan a la Amazonía peruana incrementando la humedad y la intensidad de las precipitaciones en los Andes.

La AB es un sistema de circulación anticiclónica con epicentro cálido en la troposfera alta sobre el altiplano boliviano. El calentamiento sobre los andes en el altiplano boliviano en

combinación con el calor guardado de condensación expulsado por la convección en la Amazonía provocan el transporte de estas masas de aire, con mayor humedad las provenientes desde el noroeste y este, generando una fuerte convección sobre la parte del occidente de la hoya amazónica, en conjunto con la condensación y precipitación liberando grandes niveles de calor guardado. Su influencia se evidencia en la estación de verano, entre los meses de diciembre a enero, definiendo así las temporadas de lluvias.

2.2.3.2. Oceanidad, Continentalidad y Orografía

Adicionalmente a los factores mencionados, las corrientes marinas y el relieve del territorio desempeñan un rol fundamental en la variabilidad climática del Perú.

Para describir las características oceánicas, es preciso definir el término “Masas de Agua”, término empleado al describir volúmenes de agua que poseen temperaturas y salinidades uniformes, que según sus fluctuaciones latitudinales o longitudinales determinarán las condiciones en las que se encuentran los recursos del mar.

Por su ubicación geográfica la costa peruana está afectada en su mayoría por aguas salinas que provienen de las zonas subtropicales denominadas Aguas Subtropicales Superficiales (ASS). Asimismo, las masas de agua que proporcionan una particularidad al mar del Perú por su baja temperatura y elevados nutrientes, son las Aguas Costeras Frías (ACF), las cuales resultan de la mezcla entre las aguas que afloran por la costa y la Corriente Costera Peruana (CCP) (IMARPE, 2000).

Las ASS se extienden por fuera de la CCP con considerables variaciones horizontales y verticales durante todo el año, con temperaturas mayores a los 17°C y profundidad cambiante hasta 50m en condiciones estables. Las ACF se extienden como una franja costera a lo largo del litoral peruano presentando temperaturas desde los 14°C a 18°C. También están presentes Aguas Ecuatoriales Superficiales (AES) y Aguas Tropicales Superficiales (ATS), que provienen de las regiones ecuatorial y tropical y presentan un bajo nivel de salinidad (IMARPE, 2000).

Las AES se evidencian principalmente durante el periodo de verano y se ubica alrededor de los 6°S, siguiendo una trayectoria hacia el norte con la llegada del invierno; su temperatura varía entre los 19°C y 25°C con profundidades de 15 a 25 m. Las ATS se encuentran al norte con 4°S bajo condiciones normales, con temperaturas que sobrepasan a los 25°C y un espesor de 20m. Por parte de la región subantártica, las Aguas Templadas de la Subantártica (ATSA)

provenientes del extremo norte de esta región, se expande hasta los 15°S sobrepasando los 50m de profundidad con un intervalo de temperatura entre los 15 a 13°C (IMARPE, 2000).

Dentro del sistema de circulación del mar colindante a la costa del Perú, conformado por corrientes superficiales y subsuperficiales que soportan el afloramiento a lo largo de la costa, destaca la Corriente Peruana. Esta corriente está conformada por la Corriente Costera Peruana y la Corriente Oceánica Peruana, y que en invierno llegan a unirse.

La Corriente Peruana es un factor decisivo en la formación del clima de costa centro y costa sur, pues se manifiesta mediante la permanente nubosidad y la elevada humedad que existe en la atmósfera, que se incrementa durante los meses de invierno, cuando se produce lo que se conoce como garúas como resultado del proceso de condensación de la humedad que existe en el ambiente. Esto se debe a que sus aguas son relativamente frías y su temperatura es inferior al de las aguas oceánicas que las circundan. La corriente procede del continente antártico, desplazándose de sur a norte, restringiendo la fuerte evaporación en la costa y determinando un clima templado en una zona tropical.

Como se observa en la figura 5, en el encuentro de la CCP y COP se dirige rumbo al sur una contracorriente a la que se denomina Corriente Peruana Subsuperficial. Esta contracorriente transporta agua desde las zonas ecuatoriales hacia el sur, cuyo origen comienza frente a la zona de Talara y se extiende 250 km mar adentro y a 100 m de profundidad. Asimismo, se muestra la extensión sur de la Corriente de Cromwell (ESCC) o Contracorriente Ecuatorial; que es una corriente subsuperficial que se origina en zonas oceánicas desde el otro lado del Pacífico y llega a Sudamérica, donde uno de sus dos ramales se extiende a nuestras costas, con profundidades desde los 50 a 300 m y temperaturas de 13°C a 15°C, que se integrarán posteriormente a la Corriente Peruana Subsuperficial, alcanzando las zonas de Paita, Punta Falsa y Pimentel.

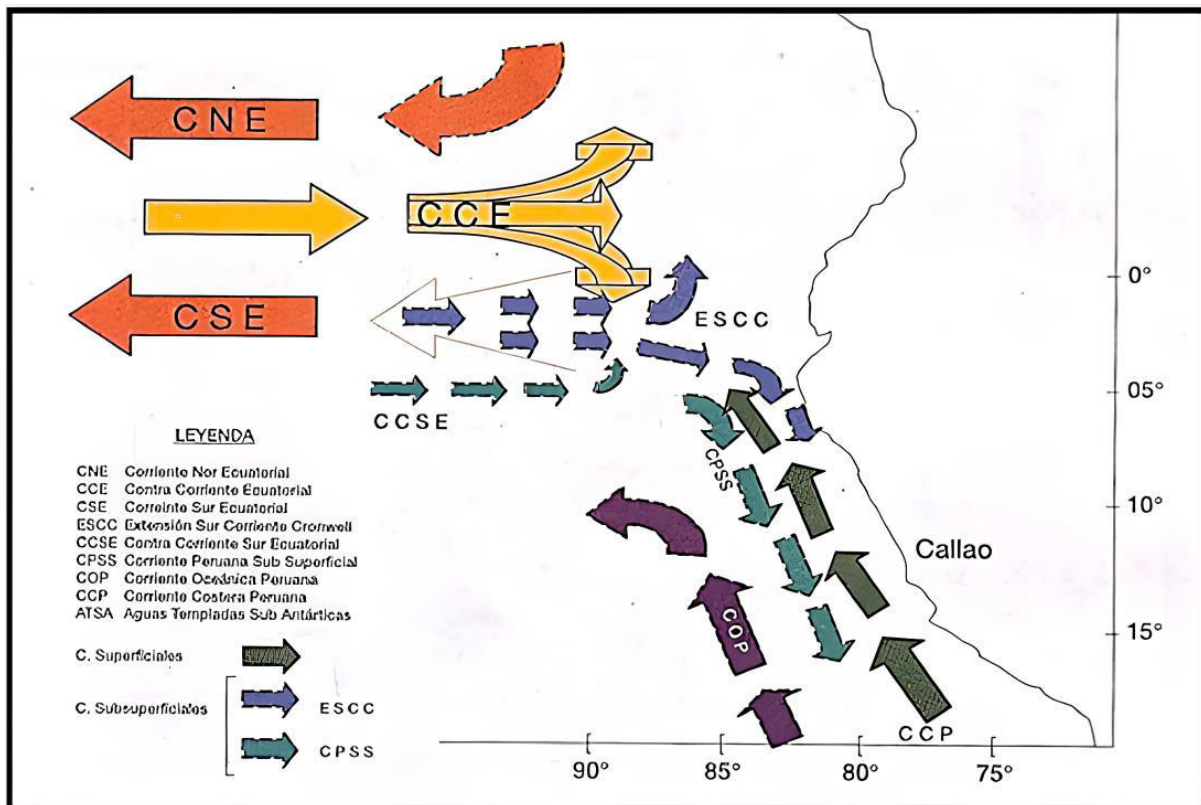


Figura 5. Esquema de las corrientes marinas en el Pacífico Central.

Fuente: (IMARPE, 2000).

La ESCC es el primer factor en revelar indicios del inicio de El Niño en altamar. Esta corriente desaparece cuando llega El Niño al Perú, pero antes que esto ocurra oxigena el fondo de la costa, para luego volver a aparecer en forma muy débil y disminuir hasta desaparecer de la Costa Peruana. En los eventos del 1992 el ramal costero llegó hasta Pisco y para 1997, hasta el norte de Chile. Un factor importante en el cambio del clima es el relieve. La Cordillera de Los Andes, que posee un promedio de altitud de 4000 m.s.n.m. y su sentido de orientación (sur-norte-noroeste), se constituye como una barrera climática que obstaculiza el viento húmedo que proviene del Atlántico al Océano Pacífico. Las masas de aire al chocar con las altas cumbres andinas originan fuertes precipitaciones en forma de lluvia, nieve o granizo en las partes más elevadas de los Andes y en general a lo largo de todo el flanco oriental cubriéndolo de extensos bosques, fruto de estas precipitaciones.

Así se origina una marcada diferencia en relación a la costa, caracterizada por escasas lluvias. Cabe destacar que la altura de esta cadena montañosa disminuye en la parte norte, al acercarse al Ecuador, lo que permite una extensión del clima de la selva tropical hacia el Pacífico.

Tabla 2. Clasificación climática de Thornthwaite del Perú.

<i>Tipo de Clima</i>	<i>Descripción</i>
<i>Semi-Cálido Muy Seco</i>	pp prom. anual de 150 mm y T° prom. anual de 18°C a 19°C. Comprende casi toda la región de la costa, desde Piura hasta Tacna y desde el litoral hasta los 2000 m.s.n.m. Factor climático: COP.
<i>Cálido Muy Seco</i>	pp prom. anual de 200 mm y T° prom. anual de 24°C. Comprende el sector septentrional de la región costera, Tumbes y Piura, hasta los 1000 m.s.n.m. Factor climático: ESCC.
<i>Templado Sub-Húmedo</i>	Los valores para la pp sobrepasan los 500 mm y para la T° 20°C. Comprende a los valles interandinos bajos e intermedios de la sierra entre los 1000 y 3000 msnm.
<i>Frío o Boreal</i>	pp prom. Anual de 700 mm y T° prom. anual de 12°C. Comprende los valles centrales y meridionales entre los 3000 y 4000 m.s.n.m. Presenta veranos lluviosos e inviernos secos con fuertes heladas.
<i>Frígido o de Tundra</i>	pp prom. Anual de 700 mm y T° prom. Anual de 6°C. Comprende colinas, mesetas y cumbres andinas entre los 4000 y 5000 m.s.n.m. Presenta veranos lluviosos y nubosos e inviernos secos.
<i>Gélido o de Nieve</i>	T° prom. Anual menos a 0°C. Corresponde a los sectores altitudinales que sobrepasan los 5000 m.s.n.m. cubiertos de masas de nieve y hielo.
<i>Semi-Cálido Muy Húmedo</i>	Muy húmedo cuyos valores para la Pp sobrepasan los 2000 mm y los bolsones pluviales que superan los 5000 mm (zona de Quincemil - Cusco); T° menores a 22°C que va en aumento con la transición a la llanura amazónica.
<i>Cálido Húmedo</i>	pp prom. Anual de 2000 mm y T° prom. Anual de 25°C o más. Comprende la llanura amazónica que representa el 43% del territorio peruano. Factor climático: Ciclón Ecuatorial.

Fuente: (SENAMHI, 2015).

Cuando los vientos alisios provenientes del Atlántico transportan masas de aire húmedo con gran potencia logran penetrar nubes de la Amazonía, que, al elevarse por zonas de menor altura de la cordillera, generan lluvias intensas en zonas altas de la vertiente que se encuentra en occidente. En el evento de 1997-1998, este proceso llegó a la costa desértica originando fuertes lluvias y crecientes en algunos ríos, perjudicando a la población de zonas urbanas y rurales.

De acuerdo a estos factores determinantes, el Perú posee casi todas las variantes climatológicas que se presentan en el mundo. En la tabla 2 se presenta la clasificación climática del Perú en función a la altura y precipitación.

El sistema de clasificación climática de Thornthwaite considera a la vegetación natural como la mejor expresión del clima, basando su clasificación en las temperaturas medias anuales y mensuales, así como en la cantidad y estacionalidad de las precipitaciones. En la figura 6 se muestra el Mapa de Distribución Climática elaborado por el SENAMHI según la clasificación de Thornthwaite.

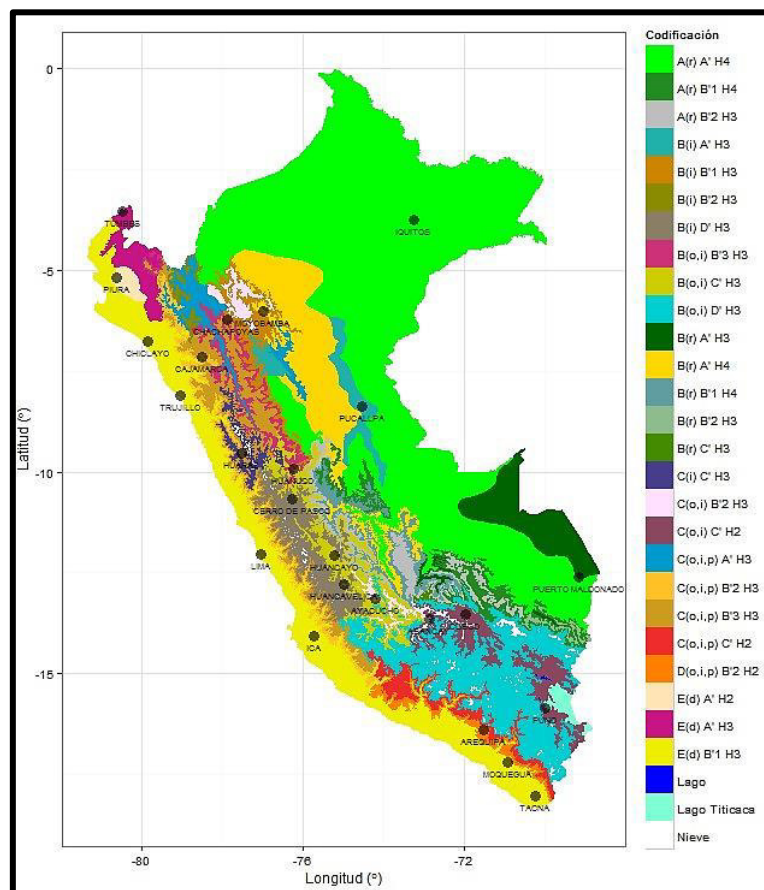


Figura 6. Clasificación climática del Perú utilizando la clasificación de Thornthwaite (basado en SENAMHI, 2005).

Fuente: (SENAMHI, 2015).

2.2.3.3. Régimen y Distribución de la Precipitación Pluvial

Los valores normales del régimen y distribución de la precipitación en la costa, que posee un clima subtropical árido, conllevan precipitaciones que van desde los 40 mm. a 200 mm.; mientras que el clima de la región semitropical, la cual está en el norte peruano, posee una temperatura al año promedio de 24°C y con precipitación anual bordeando los 400 mm.

En la sierra, la precipitación está condicionada por diferentes factores: latitud, altitud, vientos locales y efectos que se presentan en la cordillera. En esta región, mientras la altitud aumenta la temperatura comienza a disminuir, sin embargo, la precipitación varía de Norte a Sur y de Oeste a Este. En los meses de diciembre-marzo, las precipitaciones máximas ocurren en el Norte y en el lado este de la cordillera.

La temperatura anual oscila entre 11°C-16°C y la variabilidad es leve. Un hecho resaltante en el clima de la sierra es la diferencia de temperatura durante todo el día, esto debido a la elevada irradiación solar. Esto es muy notorio cuando al amanecer tiene un valor de 0°C y durante el día su máxima temperatura alcanza los 25°C. Asimismo, durante las primeras horas de sol se registran valores de 15°C para continuar con el ciclo descrito. La precipitación varía de 100 a 1000 mm anualmente, aumentando en la estación de verano.

En la selva, se distinguen: Ceja, Alta y Selva Baja. La región Ceja de Selva posee un clima tropical, temperatura anual de 22°C-26°C, su precipitación es la mayor en todo el Perú; la región Selva Alta posee también un clima tropical, temperatura anual de 31°C a más, haciendo que sea la región más caliente; y finalmente la región Selva Baja posee un clima cálido y húmedo, y en donde no se supera los 3000 mm anualmente.

En la región donde abundan los bosques, la temperatura es baja. Esto debido a que las lluvias tienden a disminuir la temperatura de la atmósfera, la cual genera una capa protectora.

La presencia del fenómeno El Niño – Oscilación Sur, genera cambios de temperatura y patrones hidrometeorológicos. Se elevan las temperaturas en el mar de la parte Oriental y Central del Pacífico, la cual genera consecuencias en el sistema térmico y precipitaciones en la Sierra. Como consecuencia de este fenómeno, genera desplazamiento y la muerte de numerosas especies marinas. Sin embargo, su intensidad y periodo en que dura, es variable en el tiempo.



Figura 7. Mapa de Anomalías de la precipitación en enero de 1998 elaborado por el SENAMHI.

Fuente: (CAF, 2000).

En la figura 7, se muestran las precipitaciones que tuvieron lugar en enero de 1998 en el extremo norte (Tumbes, Piura y Lambayeque), cuyos valores sobrepasan el 100% de los promedios estándares que acontecieron en la costa y vertiente occidental de la Cordilleras de los Andes.

Estos valores fueron superiores a los del evento de 1982-83, pero dado que en la costa la precipitación es escasa, el incremento no tuvo un gran impacto. Sin embargo, sí hubo un gran impacto en la cuenca del Río Rímac, donde se generaron avalanchas de lodo de distintos tamaños. Para el mes de febrero, los valores disminuyeron en comparación con las precipitaciones de enero, pero se mantuvieron elevados en la costa norte. En la costa central y sur no hubo anomalías, al igual que para el resto del país.

En la figura 8, se muestra para la vertiente del Pacífico, que las precipitaciones promedio descienden de forma abrupta de norte a sur; pasando de un clima seco a uno desértico. Las precipitaciones máximas que se indican se presentan en época de El Niño.

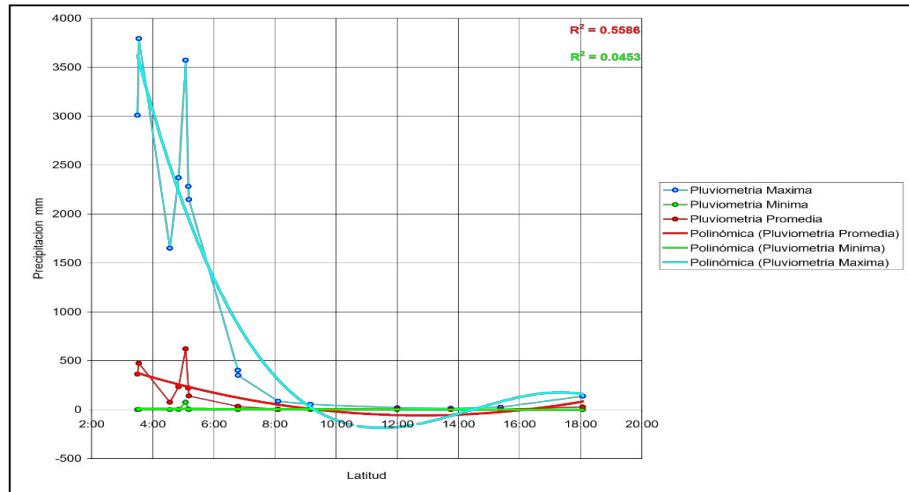


Figura 8. Precipitación anual promedio, máxima y mínima en relación con la latitud en la región costera para el periodo de 1927-1999.

Fuente: (SENAMHI, 2001).

En la figura 9, se muestra una ligera variabilidad en la región de la cordillera y el Altiplano, disminuyendo de norte a sur las precipitaciones anuales promedio, máximas y mínimas de la misma manera que en la costa. Se observa además que el régimen máximo representa el doble del valor promedio, y este a su vez el doble del mínimo.

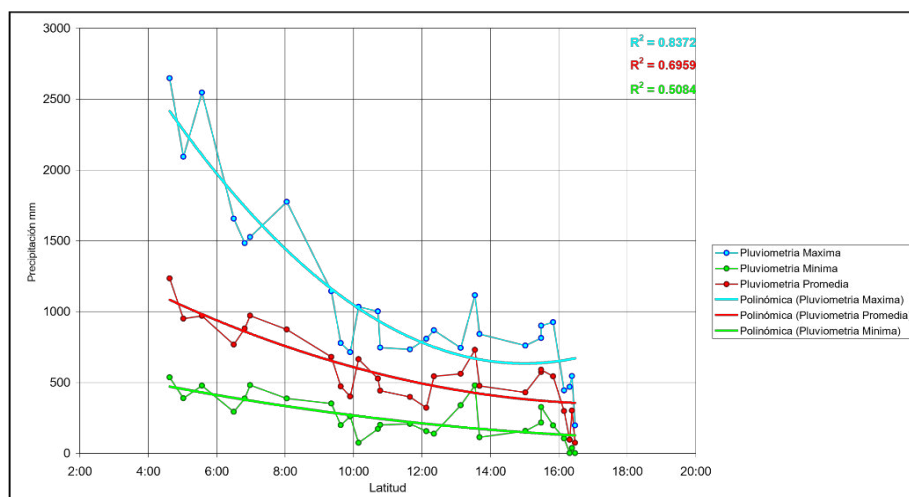


Figura 9. Valor promedio, máximo y mínimo anual de precipitación con respecto a la latitud de la cordillera y el Altiplano para el periodo de 1927-1999 para el periodo de 1927-1999.

Fuente: (SENAMHI, 2001).

En la figura 10, se observa la escasa variabilidad de norte a sur entre las precipitaciones a diferentes latitudes de la región amazónica. Se evidencia un ligero aumento en las zonas norte y sur más que en el centro.

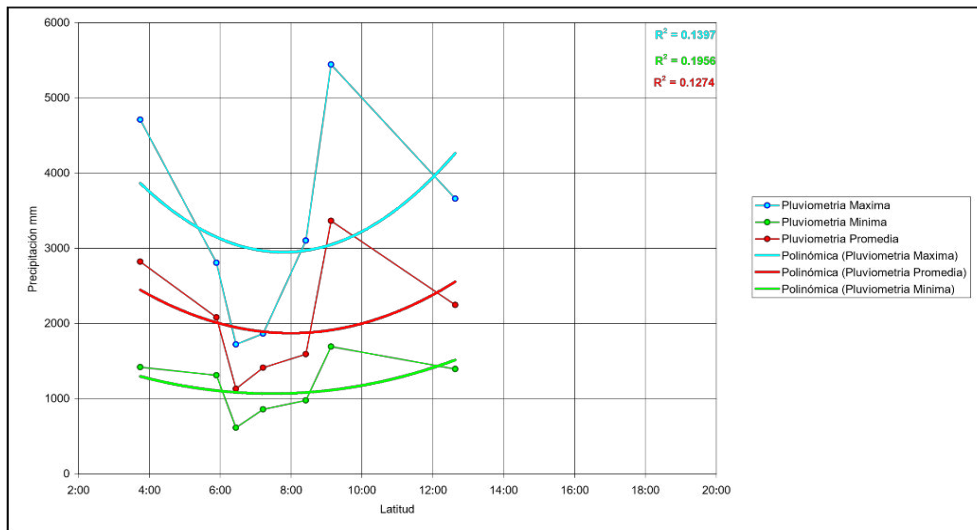


Figura 10. Valor promedio, máximo y mínimo anual de precipitación con respecto a la latitud de la Amazonía para el periodo de 1927-1999.

Fuente: (SENAMHI, 2001).

2.2.3.4. Red Terrestre de Medida de la Precipitación Pluvial

En el Perú, como se ha mencionado, la institución del servicio público de información meteorológica es el SENAMHI. Desde el año 1969 brinda asesoría, estudios e investigaciones científicas en las áreas de Meteorología, Hidrología, Agrometeorología y Asuntos Ambientales en beneficio del país. El SENAMHI categoriza las estaciones meteorológicas en relación a sus instrumentos y sus propósitos. En el caso de una estación convencional, posee instrumentos de medición directa y mediante registradores, es por ello que necesita del monitoreo constante de un observador para generar los registros.

La Red Nacional de Estaciones de Observación, contaba con 756 estaciones meteorológicas y 80 hidrológicas. Las cuales fueron equipadas con diversos instrumentos, métodos, sistemas y que a su vez no guardan relación con lo dispuesto en las normas de la OMM. Para lo cual estos errores fueron corregidos a través de reubicación y reinstalación de estaciones, elaboración de normas y capacitación en las mismas de los observadores.

Entre 2009 y 2015 se han equipado recientes estaciones meteorológicas automáticas, lo que ha elevado el número de este tipo de estaciones de 86 a 198. En la actualidad, el Perú cuenta con 198 estaciones meteorológicas automáticas y 692 estaciones meteorológicas convencionales.

Estas estaciones son administradas por 13 direcciones regionales (Loreto, Lima, Huánuco, entre otros). En la tabla 3 se puede visualizar todas las estaciones que cuentan hasta la fecha en el Perú. Asimismo, esta red se ha apoyado en diversas instituciones, proyectos y programas (ANA, MINEM, entre otros).

Tabla 3. Número de estaciones del SENAMHI por región.

Región	Estaciones Convencionales	Estaciones Automáticas	Total	Porcentaje
Lima	88	29	117	13.10%
Cajamarca	68	20	88	9.90%
Puno	60	14	74	8.30%
Arequipa	56	17	73	8.20%
Loreto	58	7	65	7.30%
Cusco	27	23	50	5.60%
San Martín	45	2	47	5.30%
Tacna	27	18	45	5.10%
Junín	31	7	38	4.30%
Piura	33	4	37	4.20%
Ica	24	7	31	3.50%
> Huancavelica	20	10	30	3.40%
Ayacucho	21	7	28	3.10%
La Libertad	13	13	26	2.90%
Ancash	22	4	26	2.90%
Huánuco	18	5	23	2.60%
Lambayeque	17	2	19	2.10%
Moquegua	14	1	15	1.70%
Amazonas	12	1	13	1.50%
Apurímac	10	3	13	1.50%
Tumbes	10	1	11	1.20%
Ucayali	9	0	9	1.00%
Passco	5	2	7	0.80%
Madre de Dios	4	1	5	0.60%
TOTAL	692	198	890	100%

Fuente: (SENAMHI, 2015).

Las observaciones realizadas a través de esta red son utilizadas para la supervisión de fenómenos hidrometeorológicos y fenómenos globales como el control de las condiciones climáticas e hidrológicas de las cuencas, glaciares y sequía; y la supervisión de eventos extremos como el fenómeno El Niño y La Niña.

2.2.4. Teledetección

A medida que aparecen nuevos equipos o métodos innovadores, los cuales hacen crecer la visión del hombre referidos a la tecnología; las limitaciones físicas van desapareciendo a medida que se encuentra una visión con mayor cobertura del paisaje en estudio, a la cual se le denomina “observación remota”, en otros términos, “Teledetección”.

La palabra teledetección surge de la expresión inglesa *remote sensing*, la cual surgió en los años 60 para establecer los métodos de observación a través de plataformas satelitales surgiendo de esta manera la teledetección satelital.

La teledetección permite obtener información a través de técnicas que no necesitan algún contacto con el área observada. A través de las imágenes satelitales, se puede tener una visión clara sobre los efectos antrópicos que impactan sobre la tierra y el estado de sus recursos naturales.

La teledetección consiste en medir la energía que proviene de la corteza terrestre. Se llama teledetección pasiva, en donde la fuente es el sol, y como producto genera una imagen digital, a comparación de la teledetección activa, en donde la energía que se mide proviene desde la plataforma del sensor, algunos ejemplos son los sensores de radar. (Richards y Jia, 2006)

La conservación del medio ambiente y la optimización del manejo de los recursos naturales, son fines que pueden ser optimizados gracias a la Teledetección; la cual utiliza ondas electromagnéticas ya sea como resultado de emisión, reflejo o difracción de los objetos (ONU, 1986).

La teledetección permitió generar productos con amplia información que pueden ser utilizadas para diversos ámbitos, dentro de los cuales se tiene el monitoreo del medio ambiente, planificación urbana, exploración minera, entre otras.

Según Chuvieco y Huete (2010), la teledetección espacial posee una estructura genérica constituida por los diversos componentes, los cuales son: fuente de energía, superficie terrestre, sistema sensor, sistema de recepción, intérprete y el analista experto.

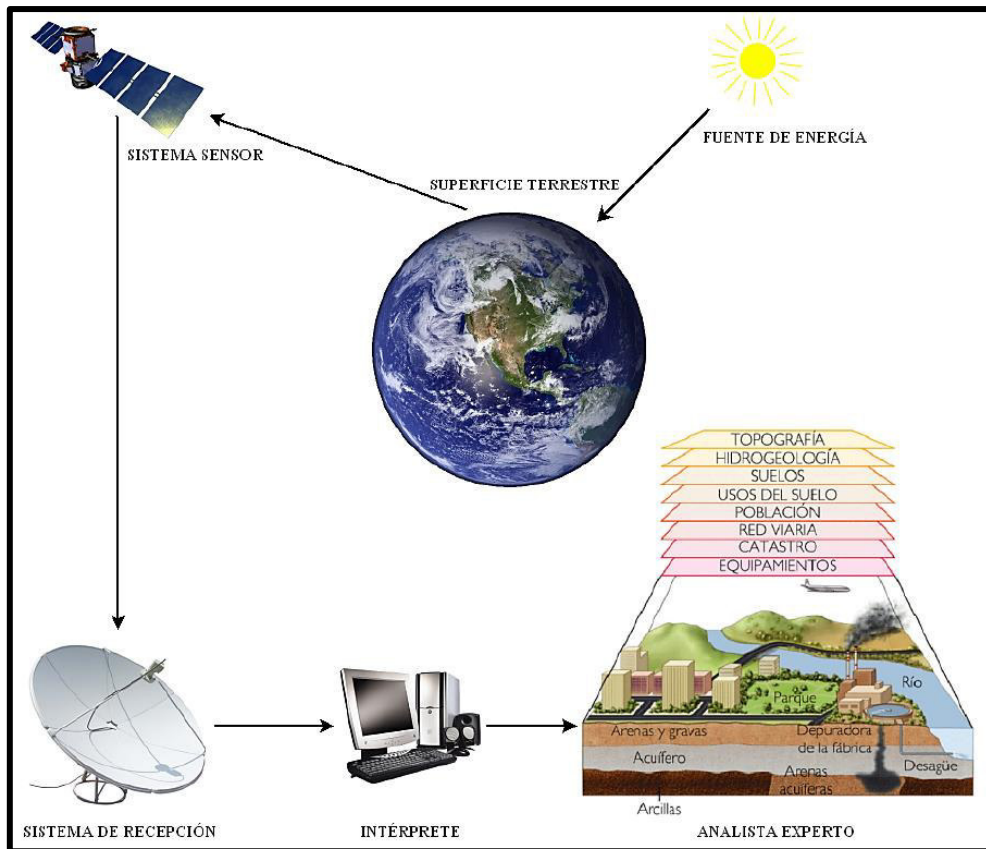


Figura 11. Elementos básicos de un sistema de teledetección.

Fuente: (Chuvieco y Huete, 2010)

Las ventajas de utilizar imágenes satelitales son diversas las cuales radican principalmente en extraer información en zonas no visibles del espectro electromagnético, con un alcance amplio de la cobertura terrestre, la posibilidad de fusionar bandas para distinguir y llegar a nuevas interpretaciones y contrastes, entre otros (Miguélez, 2002).

Los satélites no poseen ninguna limitación respecto al ámbito político y geográfico. Los ubicados en órbitas polares obtienen información acerca de todo el planeta. En la actualidad hay una gran cantidad de satélites en órbita, cada uno dedicado a captar información muy específica. Esta gran variedad de imágenes es benéfica para un grupo de usuarios finales que requieren de información concreta; pero a la vez dificulta la elección de las imágenes a adquirir de otros tantos usuarios.

Casi en su totalidad las imágenes satelitales se obtienen de manera digital; lo que significa que no se necesita realizar ningún tipo de conversión. Las imágenes finales solo requieren de una preparación mínima para que puedan ser cargadas y utilizadas directa y de forma inmediata con determinados sistemas para su tratamiento.

2.2.4.1. Fundamentos Físicos de Teledetección

2.2.4.1.1. Fundamentos de la Observación Remota

La teledetección permite obtener información de objetos ubicados en la superficie de la tierra. Existe una interacción entre el objeto observado y el sensor. Un ejemplo práctico para esta situación aplica cuando se observa vegetación porque los ojos captan e interpretan de forma conveniente la energía luminosa que procede del mismo. Esta energía o flujo energético no es emitida por el objeto observado, sino por una fuente energética ajena que lo ilumina, el sol. Es por ello que se pierde la capacidad de visualizar objetos en la oscuridad.

El flujo energético puede originarse en una fuente externa, en el propio objeto o desde el sensor remoto. A partir de un sensor remoto, existen formas de poseer información las cuales son: reflexión, emisión y emisión-reflexión.

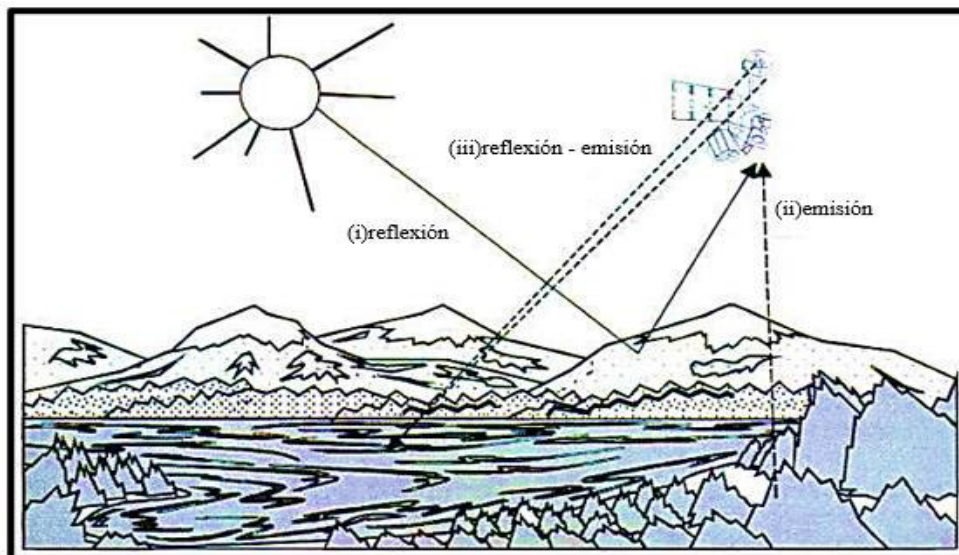


Figura 12. Formas de teledetección.

Fuente: (Chuvieco, 2008)

La principal forma de captura es por reflexión, siendo la primordial fuente energética la luz solar. Al iluminar la superficie terrestre, la energía que se refleja se torna con respecto al tipo de objeto cubierto. El flujo resultante es percibido gracias al sensor, posteriormente será enviado a estaciones que captan esta energía. La atmósfera dispersa y absorbe parte de la señal nata. (Chuvieco, 2008)

La teledetección se basa en la transmisión de la energía térmica por radiación. Adicionalmente, también existe la transmisión por convección y conducción, pero que no se toman en cuenta para teledetección. La transmisión de energía sin que sea necesario el contacto entre el emisor

y receptor, es la radiación. Este flujo de energía (interacción superficie terrestre y sensor) es una modalidad de radiación electromagnética.

La radiación electromagnética ha sido explicada por dos teorías, según su perspectiva física: modelo de onda y de partícula.

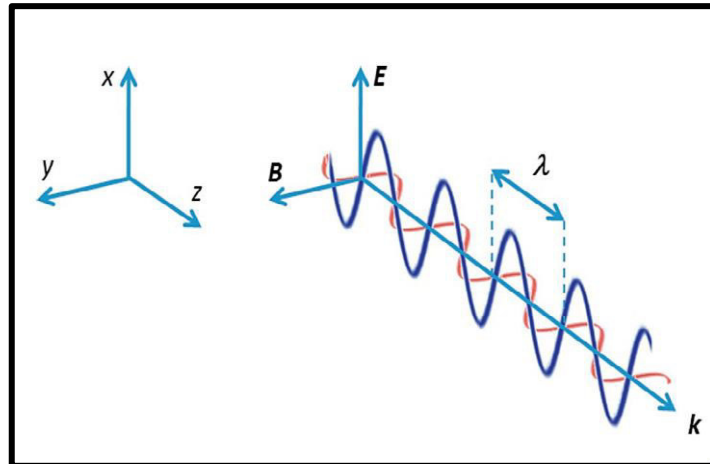


Figura 13. Esquema de una onda electromagnética con campo eléctrico oscilante E y campo magnético B.

Fuente: (Andrews, 2017).

La teoría ondulatoria (Huygens, Maxwell), describe que la energía pasa a través de distintos objetos o lugares, mediante un modelo continuo y armónico, que contiene 2 fuerzas ortogonales entre sí; magnético y eléctrico. Este flujo se explica por 2 elementos: longitud de onda (λ) y frecuencia (ν).

Ambos se encuentran inversamente relacionados, como se muestra en la siguiente ecuación:

$$c = \lambda \nu \dots (\text{Ecuación 1})$$

Donde c representa la velocidad de la luz ($3 \times 10^8 \text{ ms}^{-1}$), λ expresa la distancia entre dos picos sucesivos de una onda, en metros y ν , el número de ciclos pasando por un punto fijo en una unidad de tiempo, en Hertz (Hz) o ciclos por segundo.

El modelo de partícula (Planck, Einstein), establece que la energía se transmite mediante partículas de flujo llamadas fotones y que se puede calcular la cantidad de energía transportada por un fotón si se conoce su frecuencia, según la siguiente ecuación:

$$Q = h\nu \quad \text{ó} \quad Q = h \left(\frac{c}{\lambda} \right) \dots (\text{Ecuación 2})$$

Donde Q es la energía radiante de un fotón expresado en julios (J), h es la constante de Planck ($6,6 \times 10^{-34} Js$). De la ecuación anterior, se afirma que a mayor longitud de onda es más complicado identificar los resultados en longitud corta.

2.2.4.1.2. El Espectro Electromagnético

Las ondas electromagnéticas, como se ha descrito, se precisan como la difusión de un campo magnético y eléctrico en el espacio. Ambos dominios se manifiestan perpendiculares entre sí y la orientación de propagación es del mismo modo perpendicular a ellos. En general, a la totalidad de longitudes de onda en que se manifiesta la radiación electromagnética se denomina espectro electromagnético. Este último comprende desde los rayos gamma y los rayos X, que son las ondas electromagnéticas de menor longitud, hasta las ondas de radio caracterizadas por las radiaciones de mayor longitud.

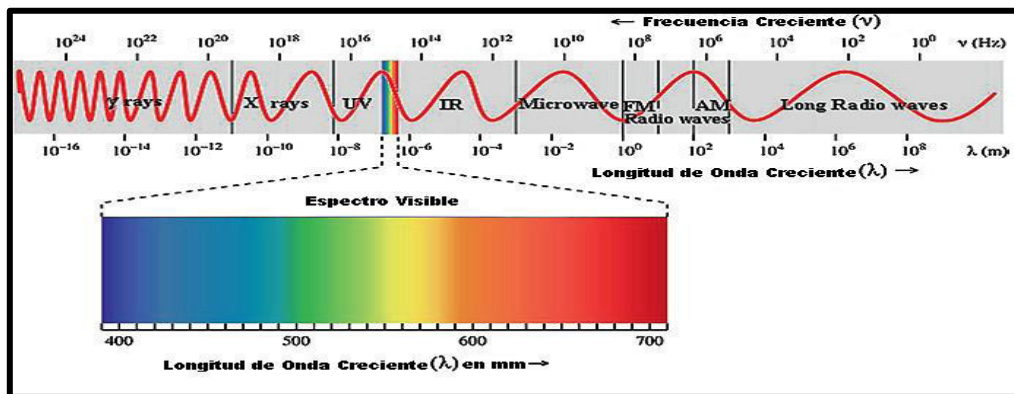


Figura 14. El Espectro Electromagnético.

Fuente: (ElMasry y Sun, 2010).

Los sistemas de teledetección utilizan sensores que captan las diferentes longitudes de onda en las regiones del espectro visible y las microondas. Esto es posible ya que es diferente la interactividad de la radiación electromagnética con las sustancias en determinados intervalos espectrales.

2.2.4.1.3. Regiones Espectrales aplicadas para la Observación Remota de la Tierra

En teledetección destacan un conjunto de bandas espectrales por su mayor aplicación con la tecnología actual. Diversos autores utilizan denominaciones afines para cada intervalo, pero el lenguaje más empleado es:

- **Espectro Visible:** (0.4 a 0.7 μm) es la radiación electromagnética específica que puede percibir la visión humana y coincide con las longitudes de onda en donde la radiación

es máxima. En esta zona se localizan tres bandas: azul (0.4 a 0.5 μm), aplicado para reconocimiento del agua, suelo, vegetación y sedimentos; verde (0.5 a 0.6 μm), reflexión verde de la vegetación saludable; y rojo (0.6 a 0.7 μm), para diferenciar la vegetación por absorción de clorofila, que conforman el sistema RGB (*Red, Green, Blue*).

- **Infrarrojo Cercano (IRC):** (0.7 a 1.3 μm) conocido también como infrarrojo reflejado o fotográfico. Importante por su capacidad para distinguir tipos de vegetación y/o identificar cultivos, concentraciones de humedad y límite de tierra y agua.
- **Infrarrojo Medio (IRM):** (1.3 a 8 μm) aquí se entremezclan los procesos de reflexión de la luz solar con el de emisión de la superficie terrestre. Se subdivide en dos bandas, infrarrojo de onda corta (SWIR) (1.3 a 2.5 μm), útil para estimar el contenido de humedad en vegetación y suelos; e IRM (3 a 5 μm), para detectar focos de alta temperatura como incendios, volcanes activos, etc.
- **Infrarrojo Lejano o Térmico (IRT):** (8 a 14 μm) radiación emitida por los cuerpos, lo que permite conocer la temperatura de estos.
- **Microondas (M):** (superior a 1 mm) esta radiación es muy translúcida a la cobertura de nubes. Dependiendo del material que recibe y refleja radiación, su longitud de onda tiende a variar. Dichas variaciones establecen una huella digital de reflectancia de la firma para dicho objeto. Estas curvas adoptarán distintas formas según las características físicas y químicas del objeto origen al reflejar o absorber en menor o mayor medida esa energía (Vaughn, 2019).

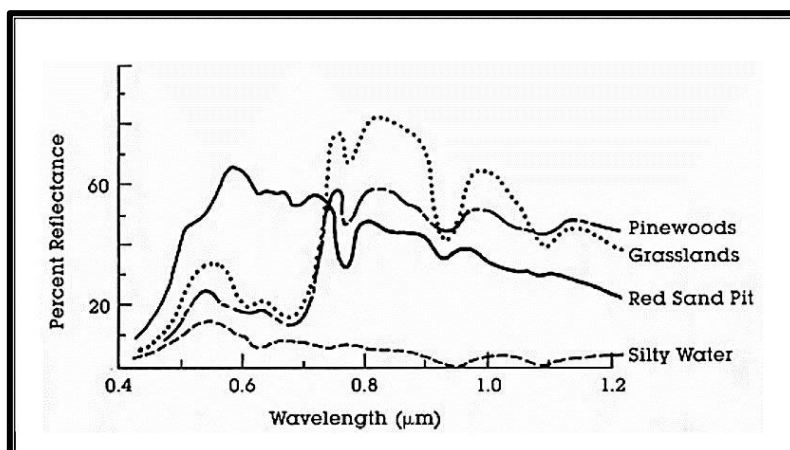


Figura 15. Trazado de curvas de reflectancia espectral de cuatro objetivos de superficie terrestre diferentes.

Fuente. (Vaughn, 2019).

2.2.4.1.4. Características Radiativas de la Materia

El campo electromagnético es conducido por las ondas que existen entre emisor y receptor. La energía que se asocia con la onda electromagnética es definida como flujo radiante. Cuando el flujo radiante, entra en contacto con la zona superior de un objeto, una porción de esta se refleja, en consecuencia, regresa al medio de procedencia, ocasionando un flujo reflejado. Otra porción es asimilada por el material, representando un flujo. Por último, un porcentaje es transmitido, generalmente en diversas modalidades de energía (Sobrino, 2000).

Si la superficie de incidencia del flujo es suficientemente lisa con respecto a la longitud de onda incidente, la reflexión es denominada especular y el alcance depende del índice de refracción del material y del ángulo de incidencia de la radiación. Por lo general la radiación no es especular, presenta un grado de difusión que depende de la rugosidad de la superficie. Considerando el grado de difusión se distinguen distintos tipos de superficie: perfectamente difusa, difusa, pseudoespecular o especular.

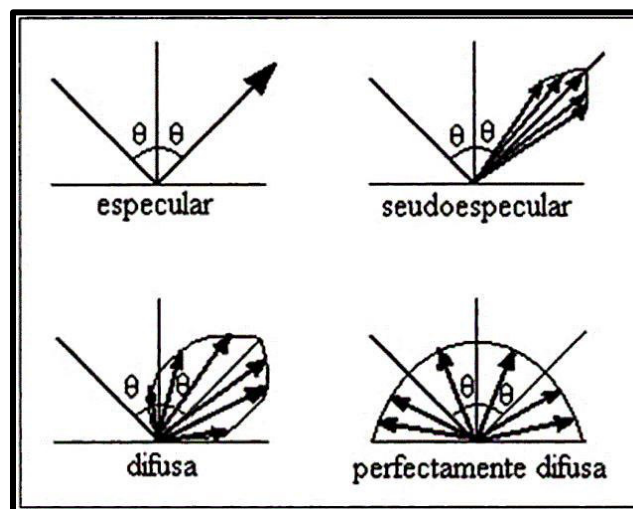


Figura 16. Tipos de superficie en virtud del grado de difusión.

Fuente: (Sobrino, 2000)

2.2.4.1.5. Interacción Atmósfera – Radiación Electromagnética

La radiación solar tiene su origen en la fotosfera, y en su trayectoria hacia el exterior atraviesa dos capas del sol: la cromosfera y la corona. En estas regiones, los gases se encargan de absorber una fracción de esta radiación y vuelve a emitir en concordancia con la temperatura que poseen estas capas. Al abandonar la atmósfera la radiación recorre 150'000,000 de Km para llegar a la superficie terrestre. El ángulo sólido que se forma desde el sol con referencia a

la Tierra tiene un valor muy pequeño, es por ello que se plantea que dicha energía afecta sobre la atmósfera bajo una similar orientación (Rodríguez y Arredondo, 2005).

Entre la radiación electromagnética y las diversas coberturas terrestres, se encuentra la atmósfera que interviene bajo diferentes procesos con el flujo radiante. En este punto, la radiación puede finalizar en reflexión, dispersión y/o absorción llegando al suelo aproximadamente un 50% de la energía original. Alrededor de casi la tercera parte de la energía solar que alcanza el sistema entre la tierra y la atmósfera, regresa al espacio conservando la longitud de onda. El 20% de esta radiación se absorbe en la atmósfera, definiendo a los gases propios de esta región como absorbentes selectivos en función de la longitud de onda. Entre sus componentes como anhídrido carbónico, ozono y vapor de agua llegan a completar el 20% de la absorción de la radiación solar en la atmósfera.

Como se ha mencionado en el camino seguido por la radiación electromagnética, ésta sufrirá tres sucesos principales:

- **Absorción Atmosférica**

Según Chuvieco (2008), la atmósfera actúa como filtro focalizado en diferentes longitudes de onda, es por ello que en determinadas bandas suprime la probabilidad de observar de forma alejada. Las sustancias responsables fundamentalmente son el oxígeno atómico, filtra las radiaciones ultravioletas; ozono, elimina la radiación ultravioleta; vapor de agua, asimila intensamente entre los 6 μm ; y anhídrido carbónico, asimila en el infrarrojo térmico.

La observación espacial está restringida a bandas específicas del espectro a consecuencia de esta absorción. Estas bandas están definidas como ventanas atmosféricas, en las cuales el valor de transmisión de la atmósfera es elevado.

Destacan las siguientes ventanas atmosféricas: (i) espectro visible e infrarrojo cercano (0.3 y 1.35 μm); (ii) diversas en el infrarrojo medio (1.5 a 1.8 μm , 2.0 a 2.4 μm , 2.9 a 4.2 μm y 4.5 a 5.5 μm); (iii) infrarrojo térmico (8 a 14 μm); y (iv) microondas, superior a 20 mm. En esta clasificación se describen las ventanas más apropiadas para el proceso de teledetección, más al ser necesaria la observación de la atmósfera es recomendable analizar las regiones en las que se evidencia una elevada absorción atmosférica.

- **Dispersión Atmosférica**

La dispersión es consecuencia del proceso de la interactividad entre la irradiación con los gases y/o partículas suspendidas. La reflexión originada por esta colisión, es una contribución extra a la radiación que proviene de la superficie terrestre. Las causas fundamentales de la dispersión atmosférica son el uso de aerosoles y vapor de agua, que dependiendo de su tamaño origina dispersión de diversa naturaleza. (Chuvienco, 2008).

- **Emisión Atmosférica**

Obtiene una mayor repercusión en el infrarrojo termal, se denota que un cuerpo u objeto por encima del cero absoluto, la atmósfera emitirá su propia energía calorífica, la cual es primordial para poder calcular la emisión espectral inicial proveniente del relieve terrestre.

2.2.4.1.6. Consideraciones Físicas para el Entendimiento de Datos de Vapor de Agua en los Sensores Remotos

Dentro del infrarrojo cercano, la radiación que detecta el satélite proviene de 2 canales de emisión:

- El aporte de la superficie de la tierra, se puede expresar como el resultado de multiplicar la radiación que expresa la tierra y la transmitancia desde la tierra hasta el límite superior atmosférico.
- El aporte de las diferentes capas de la atmósfera.

Los métodos de radiación en la atmósfera están condicionados por los componentes presentes en la atmósfera, los que captan en cierta medida la radiación que es emitida por la tierra. El potencial de absorción del gas, en una longitud de onda específica, y el trayecto de la radiación hacia el satélite determinan el grado de absorción de la atmósfera.

La función de peso o contribución es la representación del nivel de captación atmosférica con la variación de altura o presión.

Algunas bandas cuentan con distintas funciones de aporte, localizando el máximo, en niveles ínfimos y nula en niveles supremos. De esta forma, la información que brindan los sensores saldrá de las capas bajas, a la vez que en niveles superiores el valor es nulo.

2.2.5. Sensores Remotos y Sistemas Satelitales

2.2.5.1. Sensores Remotos

Según Sobrino (2000), los sensores son instrumentos capaces de identificar la señal electromagnética, proveniente de la Tierra y Atmósfera; y que mediante procesos lo convierten en magnitud cuantitativa que servirá para distintos análisis, obteniendo así formatos analógicos y digitales, desde las plataformas (fijas o móviles) en las que se ubican.

Cabe resaltar que la calidad de las imágenes está condicionada por el sensor y distancia con respecto del suelo, utilizado durante la toma de las mismas. Asimismo, al analizar datos espaciales, el concepto fundamental es el de escala, que se describe como la relación entre un documento (mapa, foto, imagen) y la naturaleza real definiendo la cantidad de información susceptible de ser sacada del documento. Para el caso de imágenes satelitales el término utilizado es el de resolución del sensor, que se describe como la habilidad para revisar y distinguir información de detalle, la cual depende de la fusión de sus componentes.

Según la señal que ha captado y la técnica que se implementó, los sensores se clasifican en activos y pasivos. Los sensores remotos pasivos captan la energía electromagnética procedente de fuentes naturales que es reflejada por la superficie terrestre. (Chuvieco, 2008).

Los sistemas activos obtienen información electromagnética que proviene de fuentes no naturales, para su posterior análisis, cuya principal característica es la capacidad de generar un haz de energía y se presentan en dos grupos: radar y lidar.

La resolución de un sensor depende de la calidad de la información captada, por lo cual se distinguen los siguientes tipos de resolución: angular (potencial del sensor para visualizar la misma zona desde diferentes ángulos), espacial (porción de terreno que se queda almacenado en los pixeles de la imagen satelital), espectral (número y el ancho de las bandas espectrales que son detectadas por el sensor), radiométrica (susceptibilidad para discriminar señales electromagnéticas de energía diferente) y temporal (frecuencia de cobertura que brinda el sensor).

2.2.5.2. Sistemas Satelitales

Se compone principalmente por dos componentes: la plataforma y el sensor. El primero es el elemento u objeto en el que se transporta el sensor (espacial, aérea o terrestre). Un ejemplo, son los satélites, los cuales logran captar una mayor área de la superficie terrestre.

Estos últimos, se pueden clasificar bajo diferentes criterios. Según su funcionamiento pueden ser automáticos o tripulados; según su aplicación, meteorológicos, oceanográficos o de recursos terrestres; y según su órbita, geoestacionarios o polares, siendo el último el más importante. Se define órbita como el recorrido de los satélites sobre la tierra y que depende de la altitud y rotación respecto al movimiento que ejerce el planeta.

Los satélites de órbita polar presentan un recorrido de norte a sur, permitiendo de esta manera un alcance global. Las órbitas sólo son posibles entre los 300 y 1500 Km de altitud lo cual posibilita un reconocimiento del planeta más detallado. Los satélites geoestacionarios se trasladan a una velocidad casi próxima a la rotación de la Tierra, volando a una altitud casi de 36000 km., y que registra y guarda información de la misma zona terrestre. Gracias a su altitud, es muy utilizado para monitorear el ámbito meteorológico, debido a que permite describir la variable climática, y que a su vez detecta información espacial, pero con menor detalle.

2.2.5.3. Percepción remota en la precipitación

A través de los sensores (los cuales no están en presencia o contacto con el objeto analizar), se logra obtener datos que posteriormente, nos generarán información para diversos campos (Lillesand y Kiefer, 1994). La información se genera a partir de los dominios de los rayos gamma hasta las microondas.

Asimismo, los sensores que son sensibles a diversas bandas de longitud de onda, nos dan como producto una información distinta pero importante, que sirve para la interpretación y cálculo aproximado de la precipitación (Ceccato y Dinku, 2010).

Cuando la tierra emite radiación electromagnética muy intensamente, esta es registrada por el sensor infrarrojo termal. La visibilidad de la imagen infrarroja puede ser apreciada el día y noche. La relación inversamente de la temperatura de la atmósfera y la altura, ocurre a partir de las condiciones climáticas, por tal motivo la radiación infrarroja es menor en temperaturas bajas, y mayor en temperaturas elevadas. Por tal motivo, al actuar como un regulador de temperatura, puede calcular la temperatura de la nubosidad en distintas zonas. Las nubes que se encuentran en tormentas poseen temperaturas que oscilan entre -40°C y -80°C , mientras que las nubes estratiformes poseen temperaturas que oscilan entre 0°C y -20°C .

La radiación emitida en longitudes de onda microonda (longitudes de ondas entre 0.3 a 300 cm ó 3000 y 3000000 μm) está condicionada por la emisión de la superficie y la dimensión de las

partículas que traspasa. Afectada intensamente por gotas de agua y cristales de hielo en la nube, tanto que puede detectar cuando va a producirse una lluvia o más nubes.

Las frecuencias de estas ondas, son mejores detectando lluvias que las frecuencias del infrarrojo, ya que la detección con precipitación microondas supera en precisión a la del infrarrojo, lo único que es ligeramente una desventaja es su resolución espacial.

La percepción remota puede dividirse en: pasiva (inferida de la radiación infrarroja, dispersada por partículas de precipitación, en donde las frecuencias más bajas son denominadas “canales de emisiones” y las más altas “canales de dispersión”) y activa (calculada de la radiación retrodispersada por medio de radares).

2.2.6. Técnicas de Estimación de Precipitación Pluvial a partir de Satélites

Los métodos para la detección de la precipitación por medio de satélites se dividen en tres categorías: métodos basados en el análisis de la radiación visible/infrarroja, en la radiación de microondas y los de combinación de la visible, infrarroja y microondas. Los métodos basados en el visible y en el infrarrojo son métodos físicamente indirectos, porque la precipitación es derivada de las propiedades de la cima de las nubes. En comparación, las técnicas de microondas son más directas, y son usadas no sólo para la estimación de la cantidad de precipitación en el suelo, sino para dar información de la distribución vertical de los hidrometeoros.

Para mejorar las estimaciones, utilizando la alta resolución temporal y espacial de los sensores del infrarrojo, y la capacidad de discriminación de las microondas, al mismo tiempo que se evita el carácter indirecto del infrarrojo, y la baja resolución espacial y temporal de las microondas, se utilizan algoritmos de fusión de datos.

La estimación de precipitación que es obtenida mediante satélites meteorológicos ha superado las limitaciones que presentan las redes de observación in situ, ya que estos últimos no pueden ser instalados en lugares donde es en muchos casos inaccesible. En la actualidad, la información proveniente de satélites como de estaciones meteorológicas, se está uniendo y contrastando para poder generar un valor con una mayor precisión, conservando la calidad y valores cuantitativos unidos de ambos productos (Martens et al., 2013).

2.2.6.1. Base de Datos de Precipitación Estimada de Satélite

2.2.6.1.1. Estimación de la Precipitación a partir de Información de Detección Remota utilizando Redes Neuronales Artificiales - Registro de Datos Climáticos Persiann (PERSIANN-CDR)

El sistema PERSIANN (*Precipitation Estimation from Remotely Sensed Information using Artificial Neural Networks - Climate Data Recordpersiann*) operacional actual desarrollado por el Centro de Hidrometeorología y Teledetección (CHRS) en la Universidad de California, Irvine (UCI) usa procedimientos de aproximación / clasificación de funciones de redes neuronales con la finalidad de cuantificar la estimación de la tasa de precipitación en cada $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ píxel de la imagen de temperatura de brillo infrarrojo generada por los satélites geoestacionarios. Este sistema está fundamentado en imágenes infrarrojas geoestacionarias que posteriormente son ampliadas con el objetivo de integrar imágenes infrarrojas y visibles a lo largo del día. El algoritmo PERSIANN utilizado aquí está consolidado en las imágenes infrarrojas de ondas largas geoestacionarias para generar precipitaciones globales.

El algoritmo PERSIANN se aplica al archivo histórico de observaciones de ventana infrarroja GridSatB1 de satélites GEO (*Geostationary Earth Orbit*) para generar estimaciones de frecuencia de lluvia de 3 horas (1980-2012) a $0,25^\circ$ para la región entre 60° S y 60° N. La salida del modelo PERSIANN utilizando datos GridSat-B1 sin entrenamiento PMW (Microondas Pasivos) y sin corrección de polarización se denomina PERSIANN-B1. El producto mensual del Proyecto Global de Climatología de las Precipitaciones (GPCP) se utiliza para eliminar los sesgos de las estimaciones de la tasa de lluvia PERSIANN-B1, por lo que es coherente con el producto mensual GPCP. Estas estimaciones ajustadas de lluvia PERSIANN-B1 de 3 horas se acumulan a la escala diaria para producir el producto PERSIANN-CDR.

PERSIANN-CDR se presenta como un nuevo conjunto de datos de precipitación por satélite retrospectiva que se construye como un registro de datos climáticos para los estudios hidrológicos y climáticos. La información de la precipitación estimada obtenida por teledetección mediante la grabación de datos en redes neuronales artificiales con el clima (PERSIANN con CDR) ofrece todos los días estimaciones de la lluvia para la banda que cubre desde la latitud 60° S hasta los 60° N desde el 01/01/1983 hasta el presente.

Tabla 4. Cobertura y resoluciones espacio-temporales de los principales productos de precipitación por satélite, incluyendo PERSIANN-CDR.

<i>Producto</i>	<i>Resolución temporal</i>	<i>Resolución espacial</i>	<i>Periodo</i>	<i>Cobertura</i>
GPCP	Mensual/pentadal	2.5°	1979-presente	90°S-90°N
GPCP-IDD	Diario	1°	1996-presente	90°S-90°N
CMAP	Mensual/pentadal	2.5°	1979-presente	90°S-90°N
TMPA v7	3 horas	0.25°	1998-presente	50°S-50°N
CMORPH	0.5 horas	~0.07°	2002-presente	60°S-60°N
PERSIANN	0.5 horas	0.25°	2000-presente	60°S-60°N
PERSIANN-CCS	0.5 horas	0.04°	2003-presente	60°S-60°N
PERSIANN-CDR	Diario	0.25°	1983-presente	60°S-60°N

Fuente: (Ashouri et al., 2015).

Además, tiene por objeto abordar la necesidad de, a largo plazo, proporcionar una alta resolución constante y conjunto de datos de precipitación global para el estudio de los cambios y tendencias de la precipitación diaria, especialmente los eventos extremos de precipitación, debido al cambio climático y la variabilidad natural. El producto PERSIANN-CDR está a disposición del público como un registro de datos climáticos operativa a través del enlace web del Programa CDR NOAA NCDC en la categoría CDR atmosféricas. (Ashouri et al., 2015).

El algoritmo PERSIANN existente proporciona estimaciones de precipitación global utilizando información combinada IR (*thermal infrared*) y PMW desde múltiples satélites GEO y LEO (*Low Earth Orbit*). El algoritmo utiliza un modelo de red neuronal artificial (ANN) para extraer píxeles fríos en la nube y las características cercanas de GEO de onda larga con imágenes infrarrojas (10.2 a 11.2 μ m) y asocia las variaciones de temperatura de brillo de cada píxel para estimar la intensidad de lluvia de la superficie.

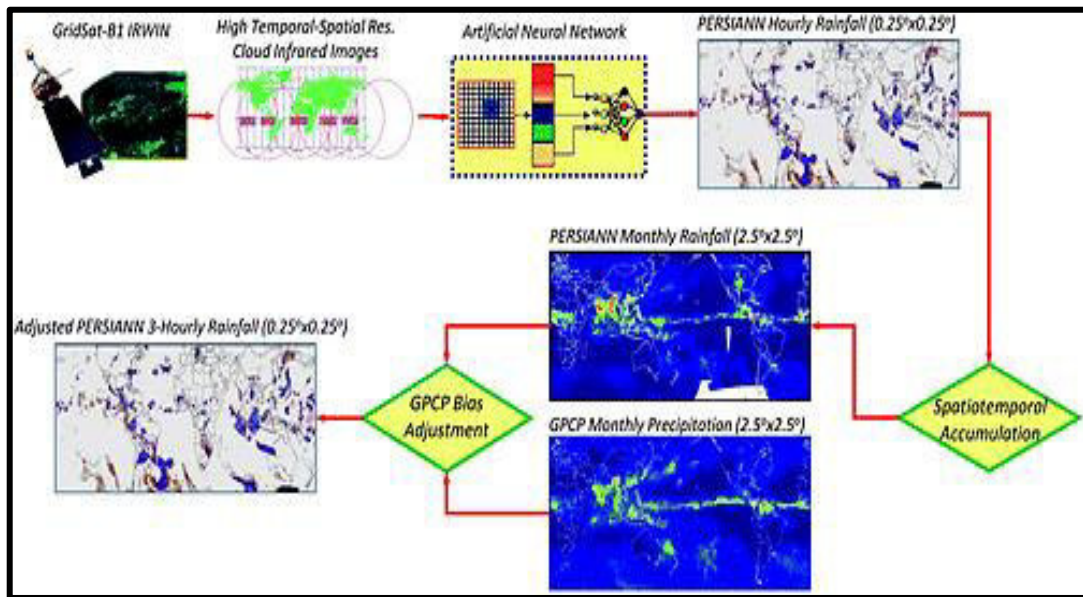


Figura 17. Esquema del algoritmo PERSIANN-CDR para la reconstrucción de precipitación histórica.

Fuente: (Ashouri et al., 2015).

En este producto CDR, con el fin de eliminar la necesidad de observaciones PMW, los parámetros de regresión no lineal del modelo de ANN son entrenados y permanecen fijos cuando PERSIANN se utiliza para la estimación retrospectiva de tasas de precipitación utilizando los datos de IRWIN (*infrared window*) GridSat-B1 cada 3 horas. Además, una etapa de polarización-ajuste basado en GPCP 2,5° mensual de datos precipitación se incorpora en el proceso de reconstrucción. El marco de generación de datos incorpora datos de precipitación mensual GPCP para ajustar las estimaciones cada 3 horas de PERSIANN-B1 y por lo tanto garantiza la coherencia de datos y de calidad.

La Figura 18, muestra los resultados del ajuste de las estimaciones PERSIANN-B1 para agosto 2005 en comparación con GPCP (Fig.18, Arriba), antes del ajuste (Fig.18, Centro) y después del ajuste (Fig.18, Abajo). Después del ajuste GPCP, incluso por comparación visual, está claro que hay una mejora de la PERSIANN-CDR estimaciones hacia estimaciones GPCP.

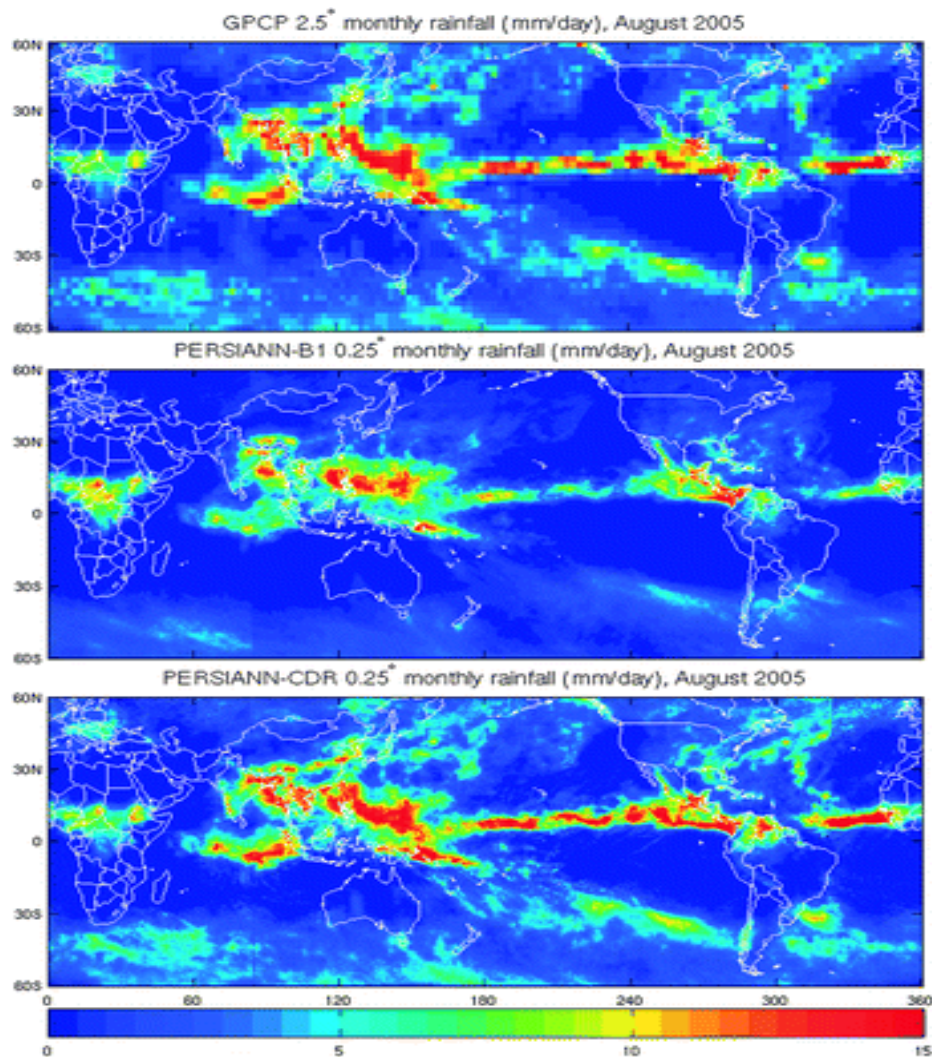


Figura 18. Mapas Globales de lluvia (mm/día) para agosto del 2005 del GPCP 2.5°, PERSIANN-B1 0.25°, y PERSIANN-CDR 0.25°. Datos mensuales.

Fuente: (Ashouri et al., 2015).

2.2.6.1.2. Precipitación Infrarroja del Grupo de Riesgos Climáticos con Estaciones (CHIRPS)

Para la mayoría de las regiones del mundo, hay más estaciones con medias mensuales históricas a largo plazo disponibles que estaciones con observaciones mensuales que varían en el tiempo constante. El proceso CHIRPS aprovecha estos datos históricos mediante la creación de CHIRP y CHIRPS en base a una climatología mensual de precipitación de 0.05°: el CHPclim. Una publicación reciente detalla el conjunto de datos CHPclim y compara su precisión con productos globales similares. Se utilizaron dos conjuntos de medias históricas mensuales a largo plazo para crear el CHPclim. El primer conjunto fue una colección de 27453 estaciones mensuales obtenidas del Grupo Agromet de la FAO. El segundo conjunto de 20591

estaciones se tomó de la versión dos de la *Global Historical Climate Network* (GHCN). Los valores normales más amplios de la FAO se utilizaron para elaborar estimaciones preliminares de precipitación sobre el terreno.

CHPclim es único porque además de los indicadores fisiográficos típicos utilizados en la mayoría de las climatologías actuales (elevación, latitud y longitud), CHPclim también incluye información de los campos medios mensuales a largo plazo de cinco productos satelitales: Estimaciones de precipitación de microondas de la misión de medición de lluvia tropical (TRMM) 2B31, las estimaciones de precipitación basadas en microondas más infrarrojos de CMORPH, las temperaturas medias mensuales de brillo infrarrojo geostacionario y las estimaciones de temperatura de la superficie terrestre. Todos los productos se volvieron a muestrear en una cuadrícula común de 0.05° .

CHPclim usa una regresión de ventana móvil. Para cada celda de la cuadrícula, se aplica una regresión local usando latitud, longitud y uno o tres predictores adicionales extraídos de los campos del satélite, elevación y pendiente.

A continuación, se describe la derivación de los campos CHIRP pentadales. Los campos CHIRP son variaciones de la media de CHPclim. El enfoque utiliza la calibración local de las estimaciones de precipitación satelital con las estadísticas TIR (Infrarrojo) y CCD (*Cold Cloud Duration*), y fue motivado por los esfuerzos de la Universidad de Reading en África y, más recientemente, el proyecto TARCAT. En el enfoque de calibración local de la Universidad de Reading, se utilizan los datos históricos de precipitación diaria para i) definir un umbral de temperatura CCD óptimo para una región determinada, y ii) desarrollar relaciones de regresión que traducen los valores de CCD en estimaciones de precipitación en milímetros. Dado que la temperatura desciende rápidamente con la altura atmosférica, y los satélites geostacionarios observan la parte superior de las nubes, los valores de CCD son una medida de la cantidad de tiempo que un píxel dado ha sido cubierto por nubes altas y frías. El procedimiento de estimación CHIRP utiliza un umbral CCD fijo de 235° K , como se utiliza en el índice de precipitación global y calibra las regresiones CCD utilizando (2000-2013, 0.25°) TMPA 3B42 precipitación pentadal. Teniendo en cuenta que esto se refiere al 3B42 con estaciones, no al 3B42 RT, que no contiene estaciones.

Para cada celda de cuadrícula de 0.25° , para cada mes, las pendientes e interceptaciones de regresión se derivan utilizando datos TMPA pentadal y TIR CCD. El uso de los datos de entrenamiento de TMPA 3B42 (a diferencia de las observaciones de calibre) puede aumentar

los valores de interceptación, haciendo que CHIRP sobrestime el número de días lluviosos. Estas pendientes e intersecciones mensuales de 0.25° son remuestreadas a una cuadrícula de 0.05° , y utilizadas para producir estimaciones de precipitación pentadal de 1981 a la fecha. Cada estimación de precipitación pentadal se traduce en una fracción de la normal al dividir el valor de cada celda de grilla por la estimación de precipitación media de la celda de la grilla 1981-2015. Esta fracción, multiplicada por el valor de CHPclim correspondiente, produce las estimaciones de CHIRP. De esta forma, los datos de CCD se utilizan para estimar las variaciones en torno a la media de CHPclim, lo que reduce el sesgo sistemático de CHIRP. El paso del tiempo de cálculo principal para el CHIRP es el pentadal. Todos los demás pasos de tiempo son agregados (mensuales) o desglosados (diariamente). Los valores CHIRP pentadales se desglosan en estimaciones diarias de precipitación basadas en campos diarios de CFS (Sistema de Pronóstico Acoplado) con una resolución de 0.05° . En cada píxel, el pentadal CHIRP total se redistribuye en proporción a los valores diarios del CFS.

CHIRP depende de dos archivos TIR geosincrónicos globales, el archivo *Globally Gridded Satellite* (GriSat) 1981-2008 producido por el Centro Nacional de Datos Climáticos de NOAA y el conjunto de datos del Centro de Predicción del Clima NOAA 2000 (CPC TIR). Los primeros años del archivo GriSat a menudo tienen píxeles con observaciones TIR faltantes. Cuando estos valores TIR faltantes dan como resultado estimaciones de CHIRP faltantes, los valores de CHIRP faltantes se llenan usando campos de reanálisis sin sesgo (%anomalía * CHPclim).

El procedimiento de fusión de la estación CHIRPS es un algoritmo de ponderación de distancia inversa modificado que tiene varias características únicas. Una de ellas es el uso del CHIRP para definir una distancia de descorrelación local; esta distancia es donde la correlación punto a punto estimada es cero.

Para cualquier píxel dado, el procedimiento de fusión de CHIRPS se basa en un promedio ponderado de las relaciones entre las cinco estaciones más cercanas y el CHIRP:

$$b_{1.5} = \frac{s_{1.5} + \epsilon}{c_{1.5} + \epsilon} \dots \text{(Ecuación 3)}$$

Donde b es un vector de cinco elementos de relaciones de sesgo, s es un vector de 5 elementos de observaciones de estaciones y c es un vector de 5 elementos de valores CHIRP. Se incluye un pequeño número épsilon (ϵ) en el denominador y el numerador para manejar valores CHIRP de cero o cercanos a cero. Las proporciones superiores a tres tienen un límite de tres. Se supone

que los valores de sesgo (*b*) para cualquier estación más allá de la distancia de decorrelación se supone que son 1.

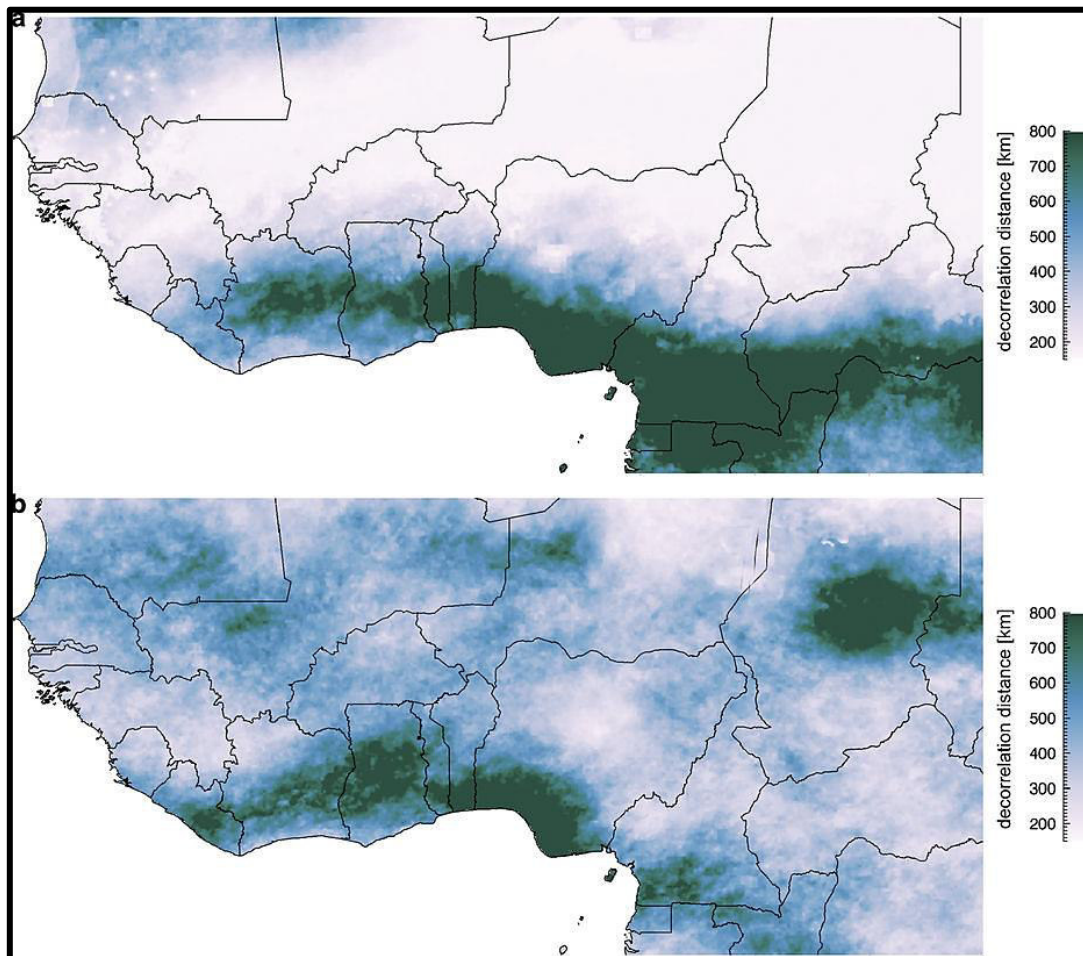


Figura 19. Mapas de las distancias de decorrelación de CHIRPS/ (a) Febrero. (b) distancias de decorrelación de agosto.

Fuente: (Funk, et al., 2015).

A continuación, se calcula un promedio ponderado de estos cinco valores de sesgo, en función de sus distancias y la pendiente de decorrelación descrita anteriormente. Un cálculo adicional ajusta este valor en función de la correlación esperada con la estación más cercana (R_{ns}) y la correlación esperada entre los valores de precipitación "verdadera" y los datos CHIRP (R_{CHIRP}). R_{CHIRP} se establece a priori en 0.5, según los resultados de validación. Estas correlaciones se utilizan para asignar un valor de ponderación para CHIRP:

$$\alpha = \frac{R_{CHIRP}}{R_{CHIRP} + R_{ns}} \dots \text{(Ecuación 4)}$$

La estimación final de CHIRPS es una combinación de datos CHIRP ajustados y no ajustados:

$$CHIRPS = \alpha CHIRP + (1 - \alpha)bCHIRP \dots \text{(Ecuación 5)}$$

Por lo tanto, incluso en presencia de estaciones de ubicación conjunta, CHIRPS tendrá cierta influencia del CHIRP.

Los datos de CHIRPS se proporcionan en los formatos NetCDF, GeoTiff y Esri BIL. Las unidades son mm por período de tiempo, por ejemplo, mm por día, mm por pentada, mm por mes. Se crean datos de respaldo cada mes para complementar los datos de CHIRPS, que incluyen: i) la densidad de las estaciones utilizadas, ii) buscar imágenes para varios pasos de tiempo, iii) listas de ubicaciones y nombres de todas las estaciones utilizadas para cada mes, y iv) número de estaciones usadas por mes para cada país.

La Precipitación Infrarroja del Grupo de Riesgos Climáticos con Estaciones (CHIRPS) se basa en enfoques anteriores a las técnicas de interpolaciones inteligentes y alta resolución, en largos períodos de estimaciones de precipitación con un registro basado en observaciones de infrarrojos CCD.

El algoritmo está construido alrededor de una climatología 0.05° que incorpora información de satélite para representar ubicaciones escasamente calibradas.

Incorpora data de lluvia diaria y pentadal, desde 1981 hasta la actualidad, con 0.05° estimaciones mensuales de precipitación basadas en CCD

Mezclas de datos de la estación para producir un primer producto de la información con una latencia de aproximadamente 2 días y un producto final con una latencia media de aproximadamente 3 semanas.

Utiliza un novedoso procedimiento de mezcla que incorpora la estructura de correlación espacial de estimaciones CCD para asignar los pesos de interpolación.

Presenta una latitud que abarca desde 50°S - 50°N con alta resolución ($0,05^\circ$) diaria, pentadal, y mensual. CHIRPS fue creado para brindar apoyo a la Agencia de Estados Unidos para la Red de Sistemas de Alerta Temprana contra la Hambruna (FEWS NET). Utiliza la misión pluviométrica tropical multisatélite de análisis de precipitación versión 7 (TMPA 3B42 v7), con la finalidad de calibrar estimaciones de lluvia en CCD. Basándose también en los enfoques utilizados en el actual estado de la ciencia, con productos interpolados calibrados, CHIRPS utiliza un “interpolación inteligente”, que le permite trabajar con anomalías de una

potente resolución climatológica. Integra información de la estación en un proceso de dos etapas, generando dos productos únicos (Funk et al., 2015).

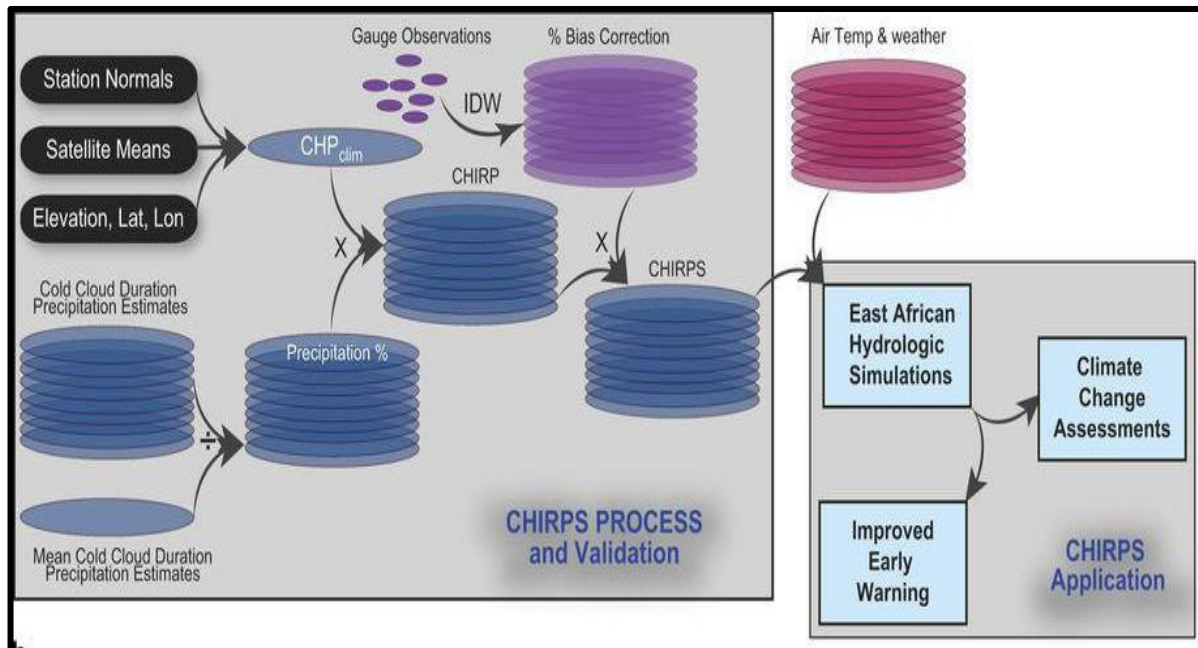


Figura 20. Visión general del proceso CHIRPS y su validación.

Fuente: (Funk et al., 2015).

2.2.6.1.3. Precipitación de Conjunto Ponderado de Múltiples Fuentes (MSWEP)

Los conjuntos de datos actuales de precipitación global no aprovechan al máximo la naturaleza complementaria de los datos satelitales y de reanálisis. Por ello se busca combinar datos de forma óptima de diversas fuentes.

MSWEP (*Multi Source Weighted-Ensemble Precipitation*) versión 1.1, es un conjunto de datos de precipitación desde 1979 hasta el presente con una resolución temporal de 3 horas y una resolución espacial de 0.25° , diseñada específicamente para el modelado hidrológico. La filosofía de diseño de MSWEP fue fusionar de manera óptima las fuentes de datos de precipitación de mayor calidad disponibles en función de la escala de tiempo y la ubicación. La media a largo plazo de MSWEP se basó en el conjunto de datos CHPclim, pero se reemplazó por conjuntos de datos regionales más precisos, cuando estaban disponibles. Se introdujo una corrección para medir la captura insuficiente y los efectos orográficos deduciendo el promedio de captura de precipitación de las observaciones del flujo de agua (Q) en 13 762 estaciones en todo el mundo. La variabilidad temporal de MSWEP se determinó mediante el promedio ponderado de las anomalías de precipitación a partir de siete conjuntos de datos; dos basados únicamente en la interpolación de observaciones en estaciones meteorológicas (CPC Unified y GPCC), tres en

detección remota por satélite (CMORPH, GSMaP-MVK y TMPA 3B42RT) y dos en reanálisis de modelos atmosféricos (ERA-Interim y JRA-55). Para cada celda de la grilla, el peso asignado a las estimaciones basadas en estaciones meteorológicas se calculó a partir de la densidad de la red de medición, mientras que las ponderaciones asignadas a las estimaciones satelitales y de reanálisis se calcularon a partir de su desempeño comparativo en los medidores circundantes. La calidad de MSWEP se comparó con cuatro bases de datos de precipitación de última generación con ajuste de calibre de conjuntos de datos (WFDEI-CRU, GPCP-1DD, TMPA 3B42 y CPC Unified) utilizando datos de precipitación independientes de 125 estaciones de torre FLUXNET en todo el mundo. MSWEP obtuvo el mayor coeficiente de correlación diaria (R) entre los cinco conjuntos de datos precipitación para el 60.0% de las estaciones y una R media de 0.67 contra 0.44-0.59 para los otros conjuntos de datos. Además, se evalúa el desempeño de MSWEP utilizando modelos hidrológicos para captaciones de 9011 (<50 000 km²) en todo el mundo (Beck et al., 2017).

En resumen, los principales pasos llevados a cabo para producir MSWEP son: (i) se deriva una media climática corregida por sesgo a largo plazo; (ii) se evalúa varios conjuntos de datos satelitales reticulados y de reanálisis de P en términos de variabilidad temporal para evaluar su inclusión potencial en MSWEP; (iii) posteriormente, la media climática a largo plazo se redujo temporalmente, escalonadamente, primero a la escala de tiempo mensual, luego a la diaria y finalmente a la escala de 3 horas utilizando promedios ponderados de anomalías de P derivadas de estaciones meteorológicas, satélites y conjuntos de datos de reanálisis para obtener el conjunto de datos MSWEP final.

Este método se utilizó porque (i) es relativamente fácil de comprender e implementar; (ii) acomoda la inclusión de conjuntos de datos con resoluciones temporales de 3 horas, diarias, así como mensuales; (iii) se basa principalmente en datos (es decir, los pesos se basan en observaciones de estaciones meteorológicas); (iv) explica la correlación cruzada entre los conjuntos de datos del mismo tipo (satélite o reanálisis); (v) trata los errores aleatorios (es decir, temporalmente variables) y sistemáticos (es decir, a largo plazo) por separado; (vi) cuentas para medir la captura insuficiente y el sesgo orográfico; y (vii) arroja estimaciones confiables.

Detallando, como primer paso está la corrección del sesgo de CHPclim, cuyo conjunto de datos recientemente publicado con una resolución de 0.05° versión 1.0 (Funk et al., 2015), fue la base para la media a largo plazo de MSWEP, que son observaciones de estaciones meteorológicas y datos satelitales. Los datos de CHPclim se reemplazaron por datos más

precisos relacionados a parámetros orográficos del proyecto Relaciones en el modelo de pendientes independientes (PRISM). Aunque CHPclim ha sido corregido por los efectos orográficos, no se ha ajustado para la captura insuficiente de estaciones meteorológicas, por lo que se espera que subestime la precipitación real, especialmente en las regiones dominadas por la nieve. Dos enfoques fueron probados para corregir esto.

El primer enfoque utiliza ecuaciones de proporción de captura (RC) específicas del país para las nevadas de Goodison et al. (1998), tal como lo resumen Adam y Lettenmaier (2003), y la ecuación de lluvia (CR) para medidores sin blindaje de Yang et al. (1998). Los datos medios de velocidad del viento requeridos como entrada se derivaron de un mapa global de 5 km de velocidad media del viento a 80 m de altura basado en la salida del modelo de reanálisis atmosférico. Para estimar el valor de la velocidad del viento a 5 m de altura, se utiliza la relación de potencia-ley del perfil de viento definida de la siguiente manera:

$$v = vr \left(\frac{r}{zr} \right)^a \dots \text{(Ecuación 6)}$$

donde v (m s^{-1}) representa la velocidad del viento a la altura z (m) y vr (m s^{-1}) representa la velocidad del viento a la altura de referencia zr (m). El exponente a (sin unidades) es un coeficiente empírico que está en función de lo accidentado del relieve y la estabilidad atmosférica y se estableció en 0,3 siguiendo a Irwin (1979). Se calculó un mapa global de la fracción de nevadas de P basado en la información de temperatura del aire (T_a) del conjunto de datos climáticos mensuales de *WorldClim* que poseen una resolución de 1 km en la versión 1.4.3 (Hijmans et al., 2005) utilizando un umbral T_a de 1°C para distinguir entre lluvia y nieve. Se observa que las ecuaciones de RC no se diseñaron para su aplicación en escalas de tiempo mensuales. Sin embargo, las observaciones diarias necesarias de la estación de P, T_a y la velocidad del viento generalmente no están disponibles en zonas montañosas, regiones donde más se necesitan.

Como segundo enfoque está la corrección del sesgo de CHPclim basada en Q observaciones, que implica el uso de estimaciones basadas en la observación del flujo de flujo a largo plazo (Q) y la evaporación potencial (E_p) para inferir la precipitación "verdadera" (Adam et al., 2006; Henn et al., 2015). Para este propósito se emplea el Zhang et al. (2001), relación que se ha utilizado con frecuencia para estimar la evaporación real (E) a largo plazo de los valores precipitación (P) y E_p a largo plazo. Aquí se usa de manera inversa para estimar, solo para las

regiones con nevadas y/o topografía compleja. La subestimación de precipitación a largo plazo de los datos Q y E_p a largo plazo bajo el supuesto de que la E a largo plazo es igual a la diferencia entre P y Q a largo plazo y que los cambios en el almacenamiento de agua son insignificantes.

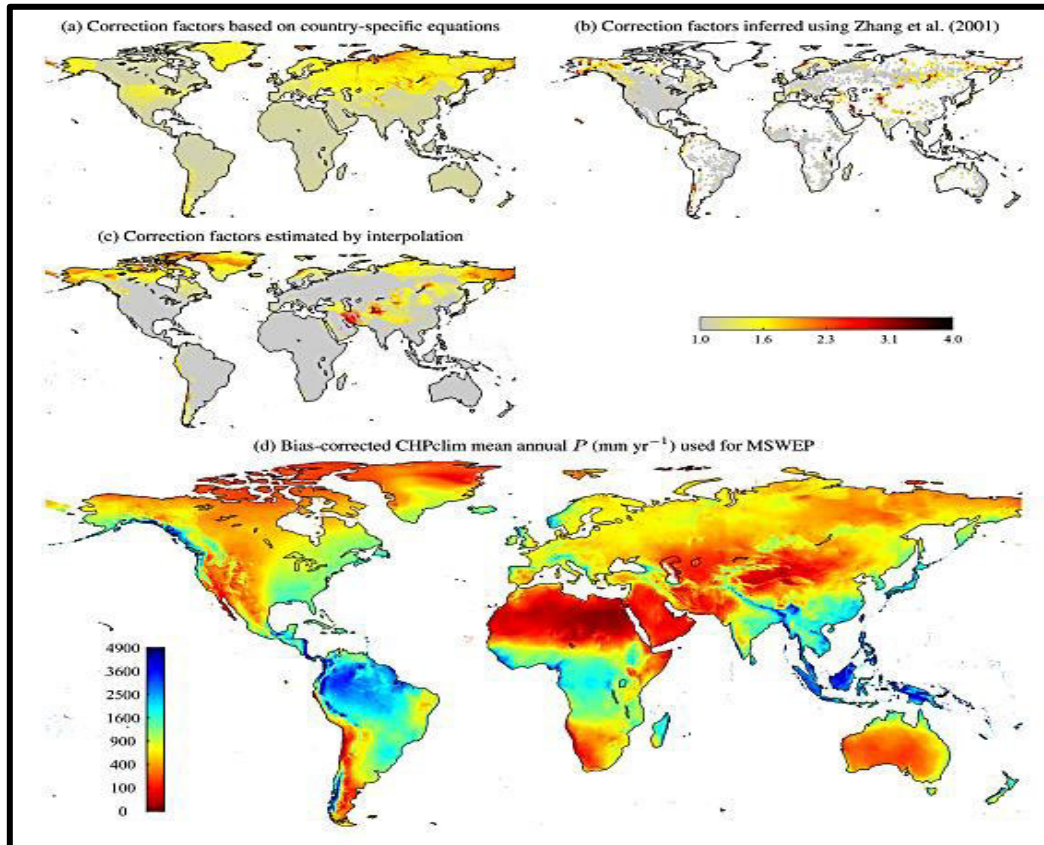


Figura 21. Mapas globales de (a) factores de corrección de sesgo estimados usando ecuaciones específicas de cada país, (b) los factores de corrección de sesgo inferidos usando la a partir de las observaciones Q y las estimaciones de E_p , (c) los factores de corrección de sesgo calculados mediante la interpolación, y (d) la media anual P (mm/año) de CHPclim ajustado por sesgo utilizando los factores de corrección diagonal interpolados y utilizados para MSWEP.

Fuente: (Beck et al., 2017)

Capítulo III

3. Metodología

A través de la información brindada por los productos satelitales se realiza una evaluación de pixel-pixel entre los datos de precipitación pluviométrica versus los datos de precipitación estimada por satélite. Sobre la base de esta premisa, se ha dividido el área de estudio en tres (03) macrorregiones (costa, sierra y selva) que posee el Perú, para poder evaluar el desempeño de la PES en cada una de ellas.

Con la construcción de la base de datos se procede a realizar la comparación mediante indicadores métricos y probabilísticos propuestos que permitirán analizar la eficiencia y detección, así como la distribución espacial de cada PES. El resultado será la evaluación del desempeño general de cada PES en el Perú. (Ver Anexo N° 1)

3.1. Análisis de la viabilidad de una base de datos estadística de precipitación

3.1.1. Recopilación de Información de PES

3.1.1.1. PERSIANN-CDR: Precipitation Estimation from Remotely Sensed Information using Artificial Neural Networks – Climate Data Recordpersiann

Dentro de la estructura de PERSIANN, utiliza un modelo de red neuronal artificial (ANN) para extraer píxeles fríos en las nubes y asocia las variaciones de temperatura de brillo de cada píxel para estimar la intensidad de lluvia de la superficie. Por lo cual su elección dentro del presente estudio posibilita muchas mejoras en cuanto a la estimación de precipitación.

Asimismo, el presente recurre a este producto satelital debido a que posee un rango de años mayor a 30. Esto a su vez, es de ayuda ya que nuestro estudio toma como intervalo los años 1983 – 2015. Proporciona estimaciones de precipitación diaria en $0.25^\circ \times 0.25^\circ$, en la latitud banda $60^\circ\text{N} - 60^\circ\text{S}$ durante el período de 01/01/1983 a 12/31/2016 (presente).

El producto PERSIANN-CDR está a disposición del público como un registro de datos climáticos operativa a través de la página web del Programa CDR NOAA NCDC en la categoría CDR atmosférico. Los datos PERSIANN-CDR para el presente estudio fueron

descargados en formato binario para el periodo 1983-2015 a través del siguiente enlace: (<http://chrs.web.uci.edu/persiann/data.html>)

3.1.1.2. CHIRPS: Climate Hazards Group Infrared Precipitation with Stations

Incorpora imágenes satelitales con datos de estación in situ para crear series temporales de precipitación para el análisis de tendencias y el monitoreo estacional de la sequía. Es una base de datos que está disponible al público y contiene información desde 1981 hasta el presente con datos únicamente de zonas terrestres.

Utiliza la misión pluviométrica tropical multisatélite análisis de precipitación versión 7 (TMPA 3B42 v7), para calibrar estimaciones de la precipitación en nubes de CCD. Presenta una latitud que abarca 50°S - 50°N, y una resolución alta de 0.05° x 0.05°; con datos de precipitación diaria.

Los datos del CHIRPS utilizados para la presente Tesis fueron descargados en formato binario para el periodo 1983-2015 a través de la página web del Grupo de Riesgos Climáticos (CGH) mediante el siguiente enlace: (<http://chg.geog.ucsb.edu/index.html>).

3.1.1.3. MSWEP: Multi-Source Weighted-Ensemble Precipitation

Es un nuevo conjunto de datos de precipitación totalmente global desde 1979, con una resolución espacial temporal de 3 horas y una resolución espacial de 0.25° x 0.25° en la latitud 60°N - 60°S.

Esta base de datos es única, ya que aprovecha una amplia gama de fuentes de datos, incluyendo medidores, satélites y modelos de reanálisis atmosférico, para obtener las mejores estimaciones de precipitación posibles a escala global.

Los datos del MSWEP se encuentran disponibles en la página web del programa GLOH2O a través del siguiente enlace: (<http://www.gloh2o.org>) y fueron descargados en formato binario para el periodo 1983-2015. Las principales diferencias que existen entre todos los productos satelitales para la estimación de precipitación se pueden observar en la Tabla 5.

Tabla 5. Aspectos fundamentales de cada PES empleada en este estudio.

<i>Datos</i>	<i>Resolución Espacial</i>	<i>Cobertura Espacial</i>	<i>Resolución Temporal</i>	<i>Registro</i>	<i>Referencia</i>
PERSIANN-CDR	Grilla (0.25° x 0.25°)	Cuasi global (180°W-180°E, 60°N-60°S)	Diario	1983- presente	Ashouri et al., 2015
CHIRP	Grilla (0.05° x 0.05°)	Cuasi global (180°W-180°E, 50°N-50°S)	Diario	1981- presente	Funk et al., 2015
CHIRPS	Grilla (0.05° x 0.05°)	Cuasi global (180°W-180°E, 50°N-50°S)	Diario	1981- presente	Funk et al., 2015
MSWEP	Grilla (0.25° x 0.25°)	Cuasi global (180°W-180°E, 60°N-60°S)	3 horas	1979 - 2015	Beck et al., 2016

3.1.2. Recopilación de Información de la Precipitación de Estaciones Pluviométricas – SENAMHI

El registro histórico de precipitación fue adquirido a través del SENAMHI (www.senamhi.gob.pe). Se seleccionaron 565 estaciones de las 890 existentes, debido a que no todas las estaciones cuentan con un sistema de mantenimiento adecuado y la información de precipitación con la que cuentan no ha pasado por un control de calidad para poder tener con seguridad datos corroborados.

Los datos de las 565 estaciones propuestas fueron procesadas para llevar a cabo un control de calidad visual de las series de cada estación. Esta etapa precisó la comparación con las estaciones circundantes cuya finalidad enfatiza la eliminación de los *outliers* e inconsistencias espacio-temporales de la data. Se expone un caso práctico de los errores hallados en la base de datos en la figura 22.

El periodo de registro de las estaciones meteorológicas, bajo el proceso de control de calidad, está detallado en los anexos; así como la distribución espacial es expuesta en la figura 23.

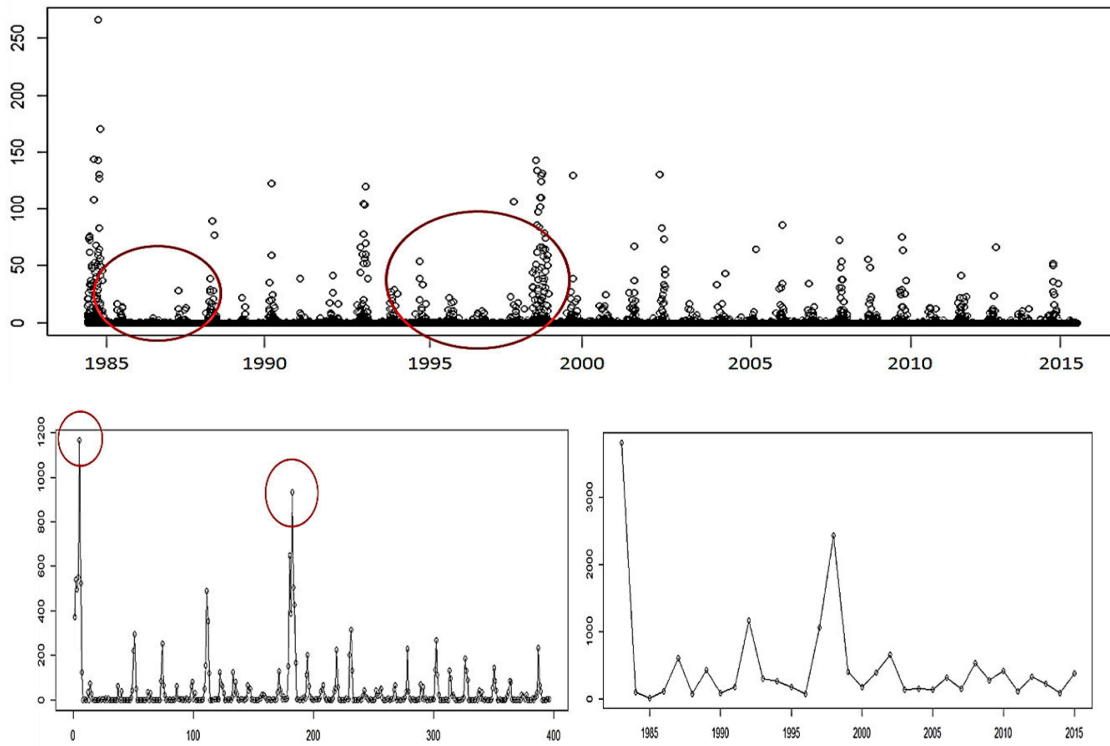


Figura 22. Registro pluviométrico de la Estación 4; en la figura superior se observa el registro diario; la figura inferior izquierda representa los datos a nivel mensual y la figura inferior derecha los datos a nivel anual.

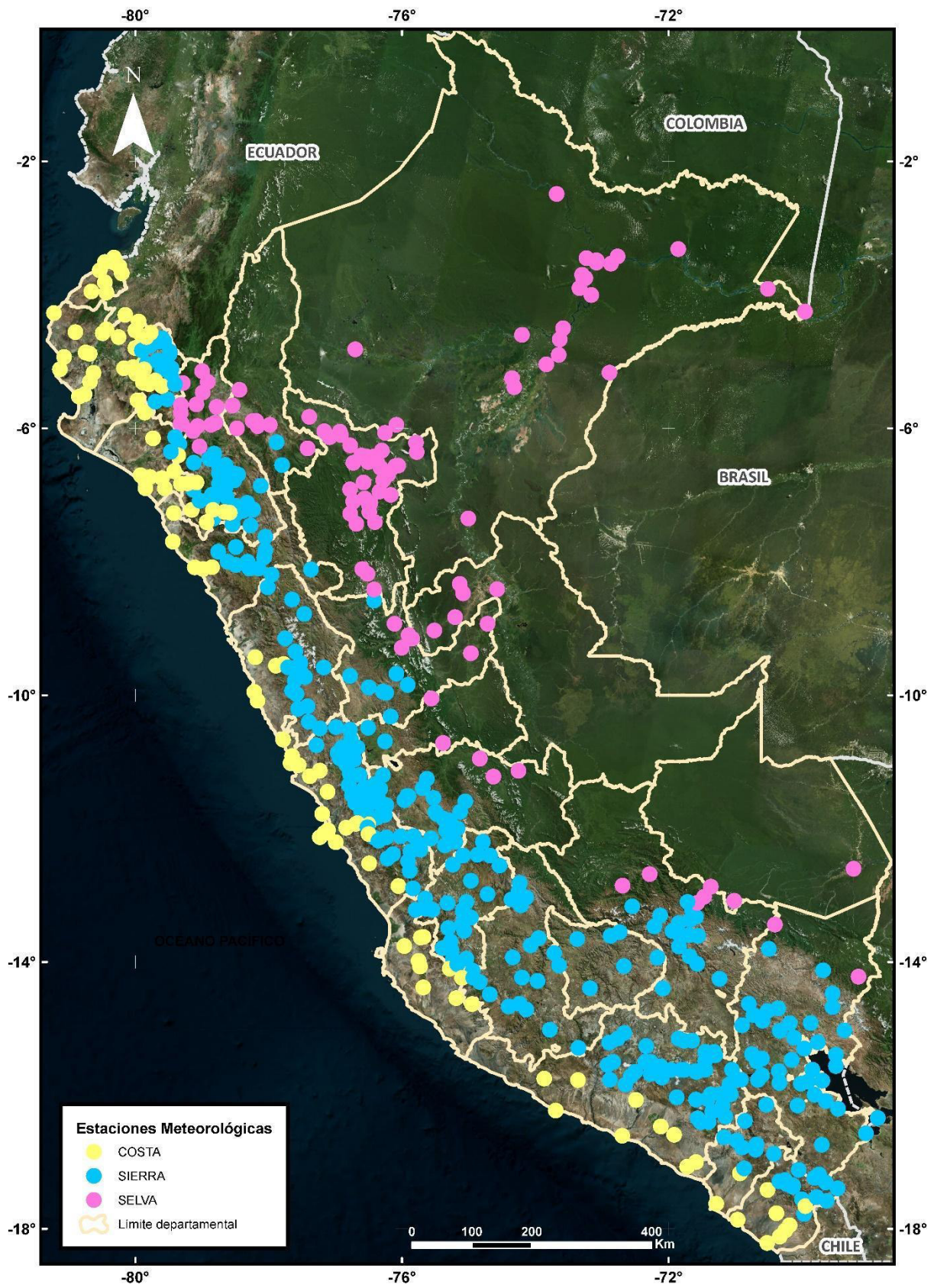


Figura 23. Mapa de Distribución Espacial de Estaciones para la Evaluación de PES.

Tabla 6. Muestra de la Red de Estaciones de Observación Peruana para la Evaluación de PES.

Tipo de Estación	Departamento	Provincia	Distrito	Nombre de Estación	Latitud	Longitud	Altura (m)
Climatológica Ordinaria	Amazonas	Bagua	Imaza	Chiriaco	-5.1614440	-78.2880560	323.00
		Condorcanqui	Nieva	Santa María De Nieva	-4.8303890	-77.9392780	262.00
	Áncash	Bolognesi	Antonio Raymondi	Chamana	-10.2073890	-77.5587220	1284.00
		Huari	Chavín De Huántar	Chavín	-9.5859830	-77.1752640	3151.00
		Recuay	Recuay	Recuay	-9.7291940	-77.4536530	3431.00
		Sihuas	Cashapampa	Sihuas	-8.5666670	-77.6500000	2716.00
		Yungay	Yungay	Yungay	-9.1418890	-77.7499720	2496.00
	Apurímac	Cotabambas	Tambobamba	Tambobamba	-13.9449170	-72.1752220	3317.00
	Ayacucho	Huamanga	Santiago De Pischa	San Pedro De Cachi	-13.0874220	-74.3906670	2990.00
		Páucar Del Sara Sara	Pausa	Pauza	-15.2752780	-73.3411110	2484.00
	Cajamarca	Jaén	Chontalí	Chontalí	-5.6438890	-79.0900000	1626.50
			Jaén	La Cascarilla	-5.6717500	-78.8976670	2005.00
		Santa Cruz	Chancay Baños	Chancay Baños	-6.5750000	-78.8672220	1677.00
	Huánuco	Dos De Mayo	Pachas	Dos De Mayo	-9.7169440	-76.7736110	3442.00
		Leoncio Prado	Hermilio Valdizán	La Divisoria	-9.2009080	-75.8139310	1961.00
Jose Crespo Y Castillo			Aucayacu	Aucayacu	-8.9298690	-76.1117080	586.00

	Puerto Inca	Tournavista	Tournavista	-8.9274940	-74.7088170	213.00
	Yarowilca	Jacas Chico	Jacas Chico	-9.8847360	-76.5009360	3724.00
Junín	Junín	Junín	Junín	-11.1432780	-75.9887780	4120.00
Lima	Cañete	Pacarán	Pacarán	-12.8668890	-76.0579310	683.00
	Huaral	Huaral	Huayán	-11.4528060	-77.1220000	351.00
	Lima	Jesús María	Campo De Marte	-12.0705280	-77.0431670	123.00
	Yauyos	Yauyos	Yauyos	-12.4917310	-75.9103940	2327.00
Loreto	Loreto	Nauta	Nauta	-4.5133610	-73.5837500	88.00
	Maynas	Iquitos	Amazonas	-3.7639720	-73.2549170	113.00
		Las Amazonas	Francisco Orellana	-3.4233330	-72.7666670	137.00
Puno	Azángaro	Muñani	Muñani	-14.7669440	-69.9518060	3948.00
	Carabaya	Crucero	Crucero	-14.3641940	-70.0259170	4183.00
	Chucuito	Juli	Juli	-16.2037780	-69.4599170	3812.00
Tacna	Jorge Basadre	Ilabaya	Ilabaya	-17.4178330	-70.5128060	1375.00
Ucayali	Padre Abad	Irazola	San Alejandro	-8.8344440	-75.2163920	210.00
		Padre Abad	El Boquerón	-8.5825000	-74.8661110	170.00
Climatológica	Huánuco	Huánuco	Amarilis	-9.9520110	-76.2485560	1947.00
Principal	Lima	Barranca	Pativilca	-10.6739720	-77.8217780	119.00
		Canta	Canta	-11.4712170	-76.6256920	2810.00

	Huaura	Huacho	Universidad De Huacho	-11.1238610	-77.6060280	45.00	
	Puno	Puno	Puno	-15.8262500	-70.0120830	3812.00	
	San Martín	Tocache	Pólvora	-8.1152390	-76.5804920	480.00	
	Ucayali	Coronel Portillo	Callarúa	-8.4132280	-74.5718530	162.00	
Hidrometeorológica Automática	Arequipa	Camaná	Ocoña	Ocoña	-16.4270000	-73.1145000	23.00
	Huánuco	Leoncio Prado	Rupa-Rupa	Tingo María	-9.2960140	-76.0020690	646.00
	Lima	Huarocharí	Chicla	Santa Eulalia	-11.9200000	-76.6666390	959.00
	Loreto	Maynas	Punchana	Enapu Perú	-3.7272220	-73.2369440	126.00
Meteorológica Automática	Áncash	Huari	Chavín De Huántar	Chavín	-9.5859830	-77.1752640	3151.00
		Recuay	Recuay	Recuay	-9.7291940	-77.4536530	3431.00
	Cusco	Canchis	Sicuani	Sicuani	-14.2373610	-71.2366940	3568.00
	La Libertad	Otuzco	Charat	Callancas	-7.7674720	-78.4772780	1532.00
	Lima	Huaral	Atavillos Bajo	Pallac Ema	-11.3487390	-76.8080420	2386.00
	Puno	Puno	Puno	Puno	-15.8262500	-70.0120830	3812.00
Meteorológica Agrícola Principal	Áncash	Huaraz	Independencia	Santiago Antúnez De Mayolo	-9.5165280	-77.5248610	3079.00
	Huánuco	Leoncio Prado	Jose Crespo Y Castillo	Tulumayo	-9.1470560	-76.0094360	640.00
	Ica	Chincha	Chincha Baja	Fonagro (Chincha)	-13.4578060	-76.1342500	71.00
	Lima	Huaura	Huaura	Alcantarilla	-11.0606780	-77.5501060	130.00
	Tacna	Tacna	Tacna	Jorge Basadre	-18.0268890	-70.2515280	538.00

Pluviométrica	Áncash	Huaraz	Pira	Pira	-9.5852780	-77.7071940	3625.00
	Cajamarca	Hualgayoc	Bambamarca	Quebrada Shugar	-6.6877780	-78.4569440	3292.70
		Jaén	Pucara	Hacienda Pucara	-6.0416670	-79.1338890	1061.60
	Lambayeque	Ferreñafe	Incahuasi	Cueva Blanca	-6.1313000	-79.4045000	3300.00
	Lima	Canta	Huamantanga	Huamantanga	-11.5000000	-76.7500000	3392.00
			San Buenaventura	Obrajillo	-11.4526390	-76.6220560	2468.00
		Huaral	Atavillos Alto	Pirca	-11.2328060	-76.6551390	3320.00
		Huachirí	San Mateo	San Mateo De Huánchor	-11.7601670	-76.3010000	3015.00
		Oyón	Andajes	Andajes	-10.7833330	-76.9000000	3950.00
	Loreto	Mariscal Ramón Castilla	Ramón Castilla	Santa Rosa	-4.2263560	-69.9562860	100.00
		Requena	Puinahua	Breña	-5.2656750	-74.3563830	200.00
	Piura	Huancabamba	Huarmaca	Porculla	-5.8396390	-79.5057220	2169.00
	San Martín	San Martín	Huimayoc	Pucallpa - Huimayoc	-6.4527780	-75.8455560	120.00
	Tumbes	Tumbes	Pampas De Hospital	El Tigre	-3.8023330	-80.4566670	45.00

3.2. Análisis de la distribución espacial de PES

3.2.1. Enfoque de Extracción de los Datos PES

La estimación tradicional de la precipitación se basa en datos de observación in situ. Los datos recopilados mediante redes de observación distribuidas en cuencas hidrográficas se procesan aplicando un método de promedio ponderado, un método de suavizado (*smoothing fusión*) o interpolación y/o un método estadístico ajustado geográficamente.

La distribución espacial de las estaciones meteorológicas, convencionales y automáticas, en las regiones del Perú no es uniforme. En la selva peruana, son relativamente escasas; lo cual se opone a lo establecido en la zona costera. Este factor en yuxtaposición con la considerable variabilidad espacial de la precipitación muestra un nivel de incertidumbre notable para la estimación de la precipitación que se interpola en áreas que se encuentran conectadas a la red de observación actual. A partir de esta afirmación, se introducen métodos estadísticos para estimar la precipitación que integra productos satelitales y datos de observación in situ.

El método aplicado a los datos PES calcula la variación entre información ráster e información puntual mediante la teoría de la asimilación de datos. En regiones con estaciones meteorológicas escasamente distribuidas, se adopta un método no paramétrico de suavizado de núcleos para procesar los datos discontinuos a través de corrección e interpolación espacial. Sobre este proceso de suavizado simple, se realiza un segundo suavizado (*double-smoothing*) que precisa de data observada interpolada. Según Bi et al. (2017), la técnica de fusión fundamentada en el algoritmo de doble suavizado se desempeñó mejor que las utilizadas en estudios previos basados en la desviación promedio, el error cuadrático medio y los valores del coeficiente de correlación.

En los últimos años, los científicos han realizado esfuerzos considerables para utilizar imágenes de satélite con cobertura global para la estimación de precipitaciones. Las misiones PERSIANN-CDR, CHIRP, CHIRPS y MSWEP proporcionan abundantes datos de lluvia cuasi globales a nivel diario, resaltando el producto MSWEP que brinda información cada 3 h en tiempo real. La baja resolución de la estimación basada en satélites restringe su aplicación hidrometeorológica. Sin embargo, debido a la resolución temporal y amplia cobertura global, estos PES proporcionan datos valiosos para su uso en tales aplicaciones. La fusión de los datos de PES y los datos de observación de superficie tiene al menos dos ventajas: (i) los errores de los dos tipos de estimaciones de lluvia son independientes y (ii) en áreas en las que las

estaciones de observación de superficie están distribuidas escasamente, las distribuciones de lluvia construidas por los PES pueden ser una referencia importante.

Cuando hay desviaciones de datos de PES y no hay una hipótesis espacial relativamente sólida, se puede obtener un marco estadístico no paramétrico muy satisfactorio y lograr una excelente corrección intermitente e interpolación espacial a partir de este método, incluso en áreas en las que las estaciones de observación de superficie están distribuidas escasamente.

El método utilizado para la estimación de precipitación se deriva de la teoría de asimilación de datos que implica el procesamiento de diferentes fuentes de datos para que los productos finales puedan integrarse. El aspecto fundamental de este método radica en calcular el desfase entre información de área y la de puntos. Este método de interpolación se denomina “suavizado de Kernel” (*Kernel smoothing*) y puede aplicarse en circunstancias en las que la hipótesis estadística geográfica ha fallado. Se considera además que este método de fusión, basado en errores residuales para la estimar la precipitación, requiere un procesamiento previo de los datos de PES del área. El siguiente paso es mejorar el método para obtener una expresión visual mejorada y un incremento en la eficiencia de la estimación en un área escasa.

3.2.1.1. Principio de fusión de datos no paramétricos basada en errores residuales

Si bien la clave del análisis basado en errores residuales radica en calcular las diferencias entre lo captado por los satélites (campo de fondo) y los valores observados, el método de fusión no paramétrica basado en errores residuales tiene como objetivo resolver el promedio ponderado de los errores residuales de acuerdo con la distancia entre los puntos de observación. El campo de estimación se obtiene combinando el campo de error residual con el campo de fondo. Por lo tanto, el campo de estimación se obtiene mediante el ajuste de los datos de observación adyacentes, y el campo de fondo se mantendrá si no hay datos de observación local. (Bi et al., 2017).

La adopción del método de fusión no paramétrica basado en errores residuales implica tres pasos:

Calcular el error residual en el punto de observación utilizando la Ecuación (7).

$$D(S_i) = X_B(S_i) - X_O(S_i) \dots \text{(Ecuación 7)}$$

Donde se representan el campo de fondo como X_B , el campo de observación X_O y el error residual D . Se supone que X_B se conoce en cualquier punto de S , que es un conjunto de puntos bidimensionales, mientras que X_O se puede resolver en los puntos de observación.

$$S_i \in S, i = 1, \dots, N \dots \text{(Ecuación 8)}$$

donde N es el número de puntos de observación. También se asume que el error de fondo e_B cumple las condiciones

$$E(e_B) = \mu_B \dots \text{(Ecuación 9)}$$

Y

$$Var(e_B) = \sigma_B^2 \dots \text{(Ecuación 10)}$$

donde μ_B no puede ser 0 y variará en el espacio. Aunque existen suposiciones independientes, el error de fondo de dos píxeles adyacentes de los datos ráster generalmente está relacionado. En comparación con el modelo en el que el error correlacionado es más preciso, la violación del supuesto de independencia puede conducir a una mayor varianza de la estimación. Sin embargo, la desviación sigue siendo cercana a cero. Si existe una fuerte correlación, es más difícil obtener estimaciones de incertidumbre. (Bi et al., 2017).

Adoptar el método de suavizado de Kernel para estimar el error de fondo generado por el error residual usando las ecuaciones (19) y (20)

$$\hat{D}S_k = \frac{\sum_{i=1}^n K_1(\|S_k - S_i\|/h_1)D(S_i)}{\sum_{i=1}^n K_1(\|S_k - S_i\|/h_1)} \dots \text{(Ecuación 11)}$$

$$\hat{\mu}_B^D(S) = \frac{\sum_{i=1}^n K_2(\|S - S_i\|/h_2)D(S_i) + \sum_{k=1}^K K_2(\|S - S_k\|/h_2)\hat{D}(S_k)}{\sum_{i=1}^n K_2(\|S - S_i\|/h_2) + \sum_{k=1}^K K_2(\|S - S_k\|/h_2)} \dots \text{(Ecuación 12)}$$

donde $\| \dots \|$ es la distancia medida. La función del Kernel cumple las tres condiciones

$$K(u) \geq 0 \dots \text{(Ecuación 13)}$$

$$K(u) = K(-u) \dots (\text{Ecuación 14})$$

$$\int K(u)du = 1 \dots (\text{Ecuación 15})$$

El campo de estimación X_M puede adoptar la base de error residual del modelo no paramétrico para la estimación, como se muestra en la Ecuación (7). De lo contrario se extrae el campo de estimación X_M o el campo de fondo efectivo de acuerdo con el error de fondo estimado usando la Ecuación (16).

$$X_M(S) = X_B(S) - \mu_B^{\wedge}(S) \dots (\text{Ecuación 16})$$

3.2.1.2. Configuración del campo de fondo

La aplicación de este método de "fusión suavizada" permite reducir las desviaciones de los límites causados por la fusión de datos ráster y datos puntuales. La idea básica del método es emplear la media móvil de producto satelital para generar un campo de suavizado y adoptar el campo auxiliar como campo de fondo. La ventana utilizada por la media móvil tiene el mismo tamaño que la de un píxel en el dataset ráster del producto satelital. S_i ($i = 1, 2, 3, 4$) representa cuatro píxeles de trama del producto que contienen la media móvil S ; A_i ($i = 1, 2, 3, 4$) representa el área de intersección entre S_i y la ventana móvil, como se muestra en la Figura 24. (Goudenhoofdt y Delobbe, 2009).

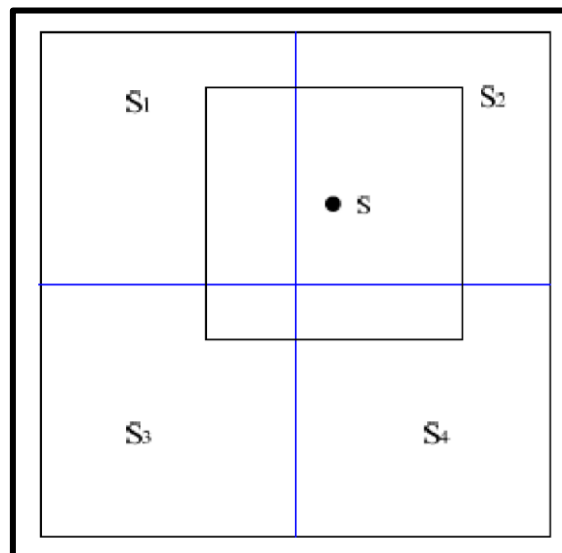


Figura 24. Área utilizada para estimar el promedio móvil de los datos del Análisis de precipitación multisatélite.

Fuente: (Bi et al., 2017)

3.2.1.3. Algoritmo de Interpolación double - smoothing

El suavizado de Kernel puede emplearse para estimar de manera efectiva en circunstancias en las que los puntos de observación están distribuidos densamente. Sin embargo, el rendimiento no es lo suficientemente estable, porque no refleja de forma precisa las expectativas reales si las estaciones de observación son mínimamente extendidas en el terreno. En el supuesto que solo un punto de observación se encuentre dentro del alcance de las muestras, el error de fondo estimado fuera del radio de ancho de banda observado será cero, lo que significaría que este resultado no guardaría relación con lo obtenido dentro del radio de ancho de banda observado, lo que resulta en una discontinuidad de la estimación de la precipitación. Es por ello que para obtener un mejor resultado se aplica la técnica de doble suavizado (*double - smoothing*).

La estimación de doble suavizado se basa en el siguiente proceso: primero, se agregan nuevos datos de pseudo observación mediante una interpolación aproximada; en segundo lugar, el valor estimado se obtiene a partir de los datos de pseudo observación, que se obtuvieron por interpolación, y los datos originales. Por tanto, la estimación de doble suavizado se puede dividir en dos pasos: (i) Se convierten los datos originales $D (S_i)$ en los pseudodatos rasterizados con tamaño de ráster L . (ii) A continuación se estima el campo de error de fondo del conjunto de datos extendido, incluidos los datos originales y los pseudodatos. (Li y Shao, 2010).

El problema de la escasa distribución de las estaciones meteorológicas deriva en la adopción del método de suavizado doble. En regiones escasas, las métricas de comparación se vuelven insignificantes ante la falta de información. Es así que este proceso permite integrar los datos observados con los datos ráster de precipitación, en un conjunto de puntos discretos que se convierten en un nuevo tipo de conjunto de datos mejorado para lograr una mayor eficiencia en la estimación.

3.2.2. Indicadores métricos y probabilísticos

3.2.2.1. Evaluación por Estadísticos de Comparación por Pares

Para evaluar el desempeño de la PES con respecto a las estimaciones pluviométricas observadas se utilizan distintas evaluaciones estadísticas. Se emplea fundamentalmente el coeficiente de correlación de Pearson (r), el error absoluto medio (MAE), el coeficiente de Nash-Sutcliffe (NSE), el porcentaje de BIAS (PBIAS) y la significancia estadística (PValue).

Asimismo, se tendrá en cuenta los siguientes términos: O_i es el valor enésimo del conjunto observado analizado, O_i^{mean} es el promedio del total de datos observados analizado, S_i es el enésimo valor de los datos PES, y S_i^{mean} es la media de todos los datos de PES.

El coeficiente de correlación de Pearson (r) describe el grado de colinealidad entre los datos estimados y observados, varía del -1 al 1 . Si $r = 0$, no existe una relación lineal. Si $r = 1$ o -1 , existe una relación lineal positiva o negativa perfecta. Aunque r ha sido ampliamente utilizado para la evaluación de modelos, estas estadísticas son demasiado sensibles a valores extremos altos (afloramientos) e insensibles a las diferencias aditivas y proporcionales (Legates y McCabe, 1999). Y esta expresada de la siguiente manera:

$$r = \frac{\sum_{i=1}^n (O_i - O_i^{mean})(S_i - S_i^{mean})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (O_i - O_i^{mean})^2} \sqrt{\sum_{i=1}^n (S_i - S_i^{mean})^2}} \dots \text{(Ecuación 17)}$$

El error medio absoluto (MAE) es un índice valioso porque indica el error en las unidades de la variable analizada, que ayuda en el análisis de los resultados. Los valores de MAE de 0 indican un ajuste perfecto. Singh et al. (2004) afirman que los valores de MAE inferiores a la mitad de la desviación estándar de los datos medidos pueden ser considerados bajos y que cualquiera de ellos es apropiado para la evaluación del modelo. Se representa de la siguiente manera:

$$MAE = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n |O_i - S_i| \dots \text{(Ecuación 18)}$$

El porcentaje de BIAS (PBIAS) calcula la tendencia de los datos de PES de sobrestimar o subestimar con base en sus correspondientes observados. El óptimo resultado de PBIAS es de cero (0) o cifras aproximadas lo que refleja un nivel de precisión bueno. Números positivos definen un sesgo de sobrestimación; en tanto los números negativos, de subestimación. El sesgo es calculado mediante la siguiente ecuación:

$$PBIAS = \left[\frac{\sum_{i=1}^n (O_i - S_i) * (100)}{\sum_{i=1}^n (O_i)} \right] \dots \text{(Ecuación 19)}$$

Los resultados de NSE oscilan entre $<-\infty$ a 1], definiéndose como valor óptimo 1 . Las cifras que se encuentran entre cero (0) y uno (1) revelan una simulación buena, por otra parte, los

valores inferiores a cero (< 0) expresan que el promedio observado es mejor predictor que lo simulado, exponiendo una simulación baja y/o rendimiento inaceptable.

$$NSE = 1 - \left[\frac{\sum_{i=1}^n (O_i - S_i)^2}{\sum_{i=1}^n (O_i - O_i^{mean})^2} \right] \dots \text{(Ecuación 20)}$$

La significancia estadística (PValue) expresa la probabilidad de que la diferencia entre lo observado y lo simulado ocurriera por casualidad. Si se tiene $P < 0.01$, significa que la variación es muy pequeña y el resultado es estadísticamente significativo. Por otro lado, si el $P > 0.10$ significa que el resultado es una explicación viable de la diferencia observada, por lo que la diferencia sería no estadísticamente significativa. El valor de P de 0.05 es casi universalmente considerado como el nivel de corte para la significancia estadística. Sin embargo, debe tomarse sólo como guía, porque, un resultado con un valor de P de 0.051 es casi el mismo que uno con un valor de P 0.049.

$$P - Value = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^n \left(\frac{O_i}{O_i^{mean}} + \frac{S_i}{S_i^{mean}} \right) \dots \text{(Ecuación 21)}$$

Tabla 7. Resumen de estadísticos de comparación de pares evaluados en el estudio.

Estadístico	Fórmula	Rango	Valor Óptimo
r	$\frac{\sum_{i=1}^n (O_i - O_i^{mean})(S_i - S_i^{mean})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (O_i - O_i^{mean})^2} \sqrt{\sum_{i=1}^n (S_i - S_i^{mean})^2}}$	[-1,1]	Cercano a 1, Cercano a -1
MAE	$\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n O_i - S_i $	[0, +∞>	0
PBIAS	$\left[\frac{\sum_{i=1}^n (O_i - S_i) * (100)}{\sum_{i=1}^n (O_i)} \right]$	< - ∞, +∞>	0
NSE	$1 - \left[\frac{\sum_{i=1}^n (O_i - S_i)^2}{\sum_{i=1}^n (O_i - O_i^{mean})^2} \right]$	< -∞, 1]	1
P - Value	$\frac{1}{N} \sum_{i=1}^n \left(\frac{O_i}{O_i^{mean}} + \frac{S_i}{S_i^{mean}} \right)$	<0.05	0.01

3.2.2.2. Evaluación por Estadísticos Categóricos de Validación

Estos estadísticos servirán para poder evaluar el potencial de detección de precipitación. Principalmente se utilizó la Probabilidad de Detección (POD), Ratio de Falsas Alarmas (FAR) y la Puntuación de Amenaza (TS). La determinación de estos índices contempla que las estimaciones de la PES y los observados son correspondientes. Los resultados posibles son:

A: El satélite detecta precipitación y el observado también. (acierto)

B: El satélite detecta precipitación, pero el observado no. (falsa alarma)

C: El satélite no detecta la precipitación, pero el observado sí. (pérdida)

D: El satélite no detecta la precipitación y el observado tampoco. (no evento)

Tabla 8. Matriz de contingencia para probabilidades de estimación.

	<i>Observado \geq umbral</i>	<i>Observado $<$ umbral</i>
<i>Satélite \geq umbral</i>	A (acierto)	B (falsa alarma)
<i>Satélite $<$ umbral</i>	C (pérdida)	D (no evento)

- **Probabilidad de Detección:** POD (del inglés “*probability of detection*”) indica que fracción de los eventos observados se pronosticó correctamente. Es la fracción de precipitación que fue correctamente detectada.

$$POD = \frac{A}{A+C} \dots \text{(Ecuación 22)}$$

- **Ratio de Falsas Alarmas:** FAR (del inglés “*False alarm Ratio*”) calcula la fracción de detección de precipitación que en realidad fueron falsa alarma; es decir, que detectó el satélite, pero no los observados. Fracción de los eventos reportados por el satélite no ocurrió. El índice varía entre 0 y 1, donde el valor de 0 es perfecto pues indica que el satélite no emitió falsas alarmas.

$$FAR = \frac{B}{A+B} \dots \text{(Ecuación 23)}$$

- **Puntuación de Amenaza:** TS (del inglés “*Threat score*”) es la fracción de evento de precipitación estimada correctamente por el satélite. Donde el valor de 1 es perfecto.

$$TS = \frac{A}{A+B+C} \dots (\text{Ecuación 24})$$

Información complementaria, así como el detalle de las ecuaciones para calcular los índices propuestos están disponibles en el sitio web del *International Precipitation Working Group* (IPWG, <http://www.isac.cnr.it/~ipwg/>), y en *Statistical Methods in the Atmospheric Sciences* (Wilks, 2006).

En la presente investigación se aplica un umbral de 1,0 (mm/día) para determinar eventos de precipitación o no-precipitación, método aplicado por Dai, (2006) en el análisis global de la precipitación diaria, por Mantas et al., (2014) en su estudio del TRMM sobre los andes peruanos. Asimismo, para cuantificar la capacidad de los PES en la detección de eventos de precipitación ligera y fuerte, se calculan el POD, FAR y TS en cada pixel para los umbrales definidos por los percentiles 10, 50 y 75. En este estudio se utiliza los percentiles de precipitación como umbral debido a que estos definen un umbral independiente para cada estación pluviométrica en una zona (Perú) con presencia de una elevada variabilidad espacial de los valores diarios de precipitación. Asimismo, se considera el percentil 75 como umbral para definir los eventos fuertes de precipitación de acuerdo a Prakash et al., (2015).

Tabla 9. Resumen de estadísticos categóricos evaluados en el estudio.

	<i>Fórmula</i>	<i>Score perfecto</i>
Probabilidad de detección	$POD = A / (A + C)$	1
Ratio de falsa alarma	$FAR = B / (A + B)$	0
Threat score	$TS = A / (A + B + C)$	1

3.3. Análisis de estimación de precipitación en Eventos Extremos

Con la finalidad de determinar el nivel de eficiencia de cada PES se desarrolla la evaluación de Eventos Extremos registrados en el Perú.

3.3.1. Fenómeno del Niño – 1983

En la década del '80 se presentó este evento con una magnitud extraordinaria que impactó gravemente en los aspectos económicos y sociales del país.

Se produjo una tropicalización del clima en el Perú que se caracterizó por el incremento de la temperatura del mar y del ambiente, del caudal de los ríos y de las precipitaciones durante siete meses. Por el contrario, en la zona del altiplano coincidió con la llegada de una severa sequía lo que se sumó a los grandes daños que ya se venían generando en el país.

En el año 1982 en la costa norte del país, Tumbes y Piura, se evidencia el aumento de la temperatura en los meses de enero, febrero y marzo. Con la llegada del mes de mayo se presenta otra manifestación anómala temprana en la cual los vientos que soplan de América hacia Oceanía comenzaron a debilitarse, lo que originaría un fuerte aumento del nivel medio del mar en las costas desatando intensos cambios hidrometeorológicos en una extensa parte del territorio nacional. La temperatura continuó incrementándose gradualmente a lo largo de todo el año. Durante los tres primeros meses de 1983 ya se establecía una variación térmica de 8°C y que fue en ascenso hasta los 11°C a mediados de setiembre. Asimismo, se produjeron abundantes e inusuales precipitaciones en la costa, en contraste con las fuertes sequías en la sierra.

Durante este evento se alcanzaron valores muy elevados, sobre todo en las partes bajas. Estas precipitaciones, en la zona de Puerto Pizarro en Tumbes, llegaron a alcanzar los 3174 mm anuales, siendo el valor mínimo anual de 3 mm. En Morropón, Piura, su valor medio anual era de 366 mm, pero al llegar El Niño la precipitación fue de 2891 mm. En la estación El Tigre, en Tumbes, llovió 3000 mm durante 1983, significando un aumento de 12 veces su promedio. En la estación Rica Playa, Tumbes, cuyo mínimo era cero alcanzó el valor de 5466 mm para el mismo año. Estos fueron los valores más altos registrados a causa de este fenómeno cuyo impacto se desvaneció en zonas ubicadas a grandes alturas. Según los datos obtenidos de las estaciones meteorológicas el día con mayor precipitación fue el 26 de marzo de 1983.

Los departamentos con mayor incremento de precipitación fueron Tumbes, Piura, Lambayeque, La Libertad, Áncash, Cajamarca, Amazonas y la franja de la cuenca del río Rímac en Lima.

Los daños ocasionados por el exceso de agua en nuestro territorio, que pasó rápidamente de un clima seco a muy húmedo y cálido, propició la aparición de plagas y enfermedades que ocasionaron el incremento del nivel de mortalidad. Los sistemas de agua y alcantarillado colapsaron debido a la carencia de un adecuado sistema de evacuación pluvial, interrumpiendo los servicios de agua potable para la población.

Este exceso también se manifestó en forma de inundaciones, lo que alteró el curso de los ríos, la aparición de nuevas quebradas y la activación de las que hasta el momento se consideraban como secas. Caminos, carreteras, canales y diversas estructuras se vieron seriamente afectadas dejando incomunicados a miles de poblaciones.

Los departamentos más afectados por el FEN a causa del exceso de agua fueron Tumbes, Piura y Lambayeque; siendo los primeros declarados en estado de emergencia por las cuantiosas pérdidas en infraestructura y daños a la población.

Este hecho está considerado como uno de los eventos de mayor magnitud e intensidad del cual se tiene noticias.

3.3.2. Fenómeno del Niño - 1998

Luego de quince años, un evento extraordinario se hace presente en territorio peruano. En el periodo de 1997-98, se marcaron parámetros atmosféricos y oceánicos que no se habían observado en eventos anteriores. Evolucionó rápidamente a nivel mundial desde marzo de 1997 desarrollándose con gran intensidad en nuestro país. Se inició con el calentamiento del mar en las costas, comenzando por las zonas donde la temperatura es mucho más fría debido al flujo de las aguas subtropicales y ecuatoriales. En el aspecto atmosférico, la zona de convergencia intertropical se presentó desplazada al sur de su posición normal.

A inicios del otoño de 1997, el FEN marcó un desequilibrio en el clima del país y al iniciar el mes de julio se experimentó un invierno cálido, con variaciones de 5°C, 6°C y 3°C en la costa norte, centro y sur respectivamente. El descenso de la presión térmica en el sector oriental del Océano Pacífico favoreció el incremento de la sensación térmica en la zona costera a lo largo

el primer trimestre del año 1998. Esto produjo que la temperatura atmosférica en esta zona se reflejara en un permanente verano con una variación entre 18° - 30°C.

Esta inusual elevación de la temperatura en la sierra produjo la aceleración del derretimiento de los glaciares. Destacaron los procesos del Huaytapallana cuyos bloques terminaron en la laguna de Lasuntay, del nevado de Salcantay en Cusco que originaron aluviones los cuales cubrieron la ciudad de Santa Teresa y represaron el río Vilcanota, provocando arrasamientos y sepultamientos.

Las intensas precipitaciones se desencadenaron desde enero hasta marzo, principalmente en los departamentos de Tumbes; Piura, La Libertad, Lambayeque y Áncash; logrando superar los registros del evento de 1982-83. En el caso de la sierra, se esperaban épocas de sequía según los antecedentes de 1982-83; sin embargo, el impacto se tradujo en déficits leves en determinadas regiones del Altiplano.

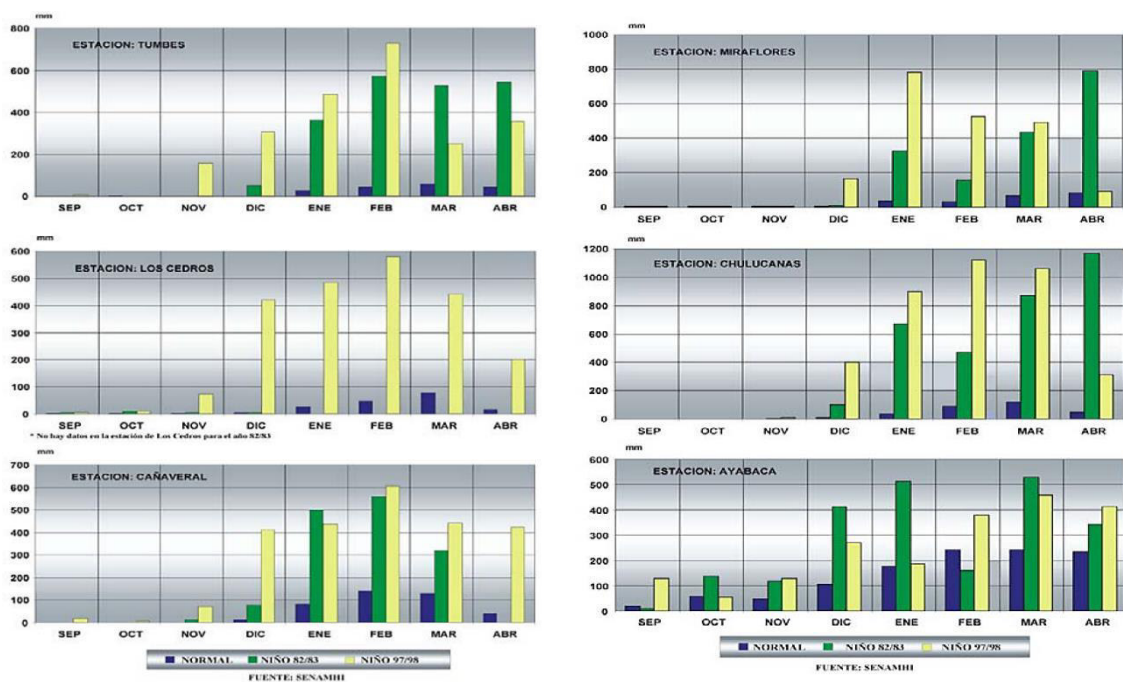


Figura 25. Comparación entre precipitaciones durante los eventos 1982-83 y 1997-98 en estaciones representativas de los departamentos de. (a)Tumbes. (b) Piura.

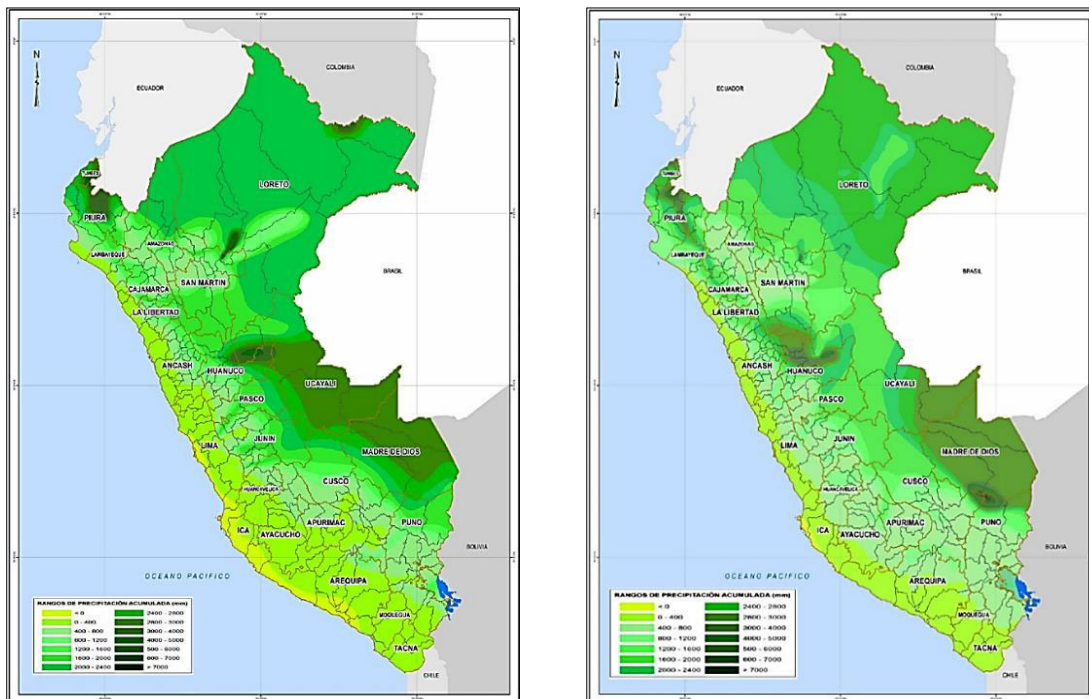
Fuente: (CAF, 2000)

En la estación Miraflores, Piura, se registraron 777.3 mm en el mes de diciembre de 1997, mientras que en el FEN 1982-83, en la misma época se registraron valores de 324.5 mm. Las precipitaciones fueron en aumento a partir de febrero hasta la primera mitad de marzo. En zonas

al este de la ciudad de Piura, la cantidad de lluvia superó los 1000 mm en ese periodo. En Tumbes se acumularon 701.4 mm de lluvias en febrero, lo que representa una anomalía de 1.95%. Por otro lado, en Pasco, parte central del Perú, las precipitaciones intensas tuvieron lugar a inicios de enero de 1998, con lo que se confirma comportamiento distinto al anterior evento extraordinario.

Según los datos obtenidos de las estaciones meteorológicas el día con mayor precipitación fue el 24 de enero de 1998.

A finales de enero hasta marzo del mismo año, las intensas precipitaciones propiciaron inundaciones en múltiples zonas de la costa, desde Tumbes hasta Ica. Se produjeron huaycos o aluviones desde la zona sur de Lima y en Ica a través del río Ica durante un corto periodo de cuatro días.



(a) (b)
Figura 26. Comparación entre los mapas de precipitación anual acumulada.
(a) Precipitación anual acumulada durante el evento El Niño 1982-1983. (b)
Precipitación anual acumulada durante el evento El Niño 1997-1998; según
SENAMHI.

Fuente: (CENEPRED, 2012).

Los departamentos más afectados fueron Tumbes, Piura, Lambayeque, La Libertad, Cajamarca, Cusco y Lima. Cabe mencionar como consecuencia del exceso de agua se originó

un nuevo lago en medio del desierto de Sechura, el cual quedó en segundo lugar en extensión después del Titicaca para el que estimaron un periodo de vida de un año.

En la costa norte y en las regiones centrales del país las consecuencias de las lluvias torrenciales generaron daños considerables en centros poblados, zonas agrícolas, sistemas de agua y alcantarillado, vías de acceso, etc. Asimismo, los desbordes del río Rímac afectaron gravemente la capital, estos efectos no estaban contemplados en los mecanismos de prevención y mitigación.

3.3.3. Inundación Cusco – 2010

El Niño que tuvo lugar en el año 2010 fue de intensidad débil, caracterizado por el incremento anómalo de la temperatura y nivel del mar y de la temperatura mínima del aire en la costa con déficit de lluvias en la sierra suroccidental.

Por su ubicación geográfica, Cusco presenta un régimen de lluvia propia de zonas sur tropical con un prolongado periodo seco de mayo a septiembre, un período lluvioso de diciembre a marzo y en los FEN está caracterizado por temporadas de sequías. Sin embargo, la causa probable de lluvias en esta región fue la mayor actividad de la zona de convergencia del Atlántico sur debido a un calentamiento del Océano Atlántico sur. A ello se sumó la anomalía en la dirección de los vientos sureste y noroeste, provocando una mayor concentración de humedad en el departamento originando intensas precipitaciones.

Según la alerta que emitió el SENAMHI el 25 de enero del 2010, se pronosticaban fenómenos meteorológicos de gran magnitud en zonas ubicadas por encima de los 3800 m.s.n.m. con precipitaciones pluviales acompañadas de granizo y nieve. Entre los departamentos afectados resaltó el Cusco, cuyas precipitaciones pluviales se iniciaron en la segunda mitad de enero y se fueron intensificando hasta los últimos días del mes. Las intensas lluvias, en especial las del 22-24 de enero provocaron el aumento del caudal del río Vilcanota, lo que ocasionó los deslizamientos e inundaciones afectando principalmente a las provincias de Anta, Calca, Cusco, Quispicanchis, Urubamba y La Convención. En este periodo las precipitaciones en Sicuani alcanzaron los 25 mm; en Acomayo, 51 mm; en Cay Cay, 36 mm; en Pisac, 41 mm y en Kayra, 30 mm. En Urubamba la precipitación diaria bordeó los 20 mm durante una semana.

Según los datos de seis estaciones meteorológicas se registró el acumulado en el mes de enero del 2010 para Machu Picchu 394.5 mm, en Anta 338.1 mm, en Urubamba 188.2 mm, en Pisac

270.5 mm, en Kayra 267.7 mm, en Cay Cay 195 mm, en Acomayo 290 mm y en Sicuani 221.9 mm.

En la estación de Acomayo se registró mayor frecuencia e intensidad de lluvias diarias. Sin embargo, estas precipitaciones no alcanzaron sus máximos históricos diarios tomando como referencia el periodo de 1964-2009, pero lo que sí se resalta es la frecuencia de las lluvias que pasaron de 14 a 24 días para el 2010.

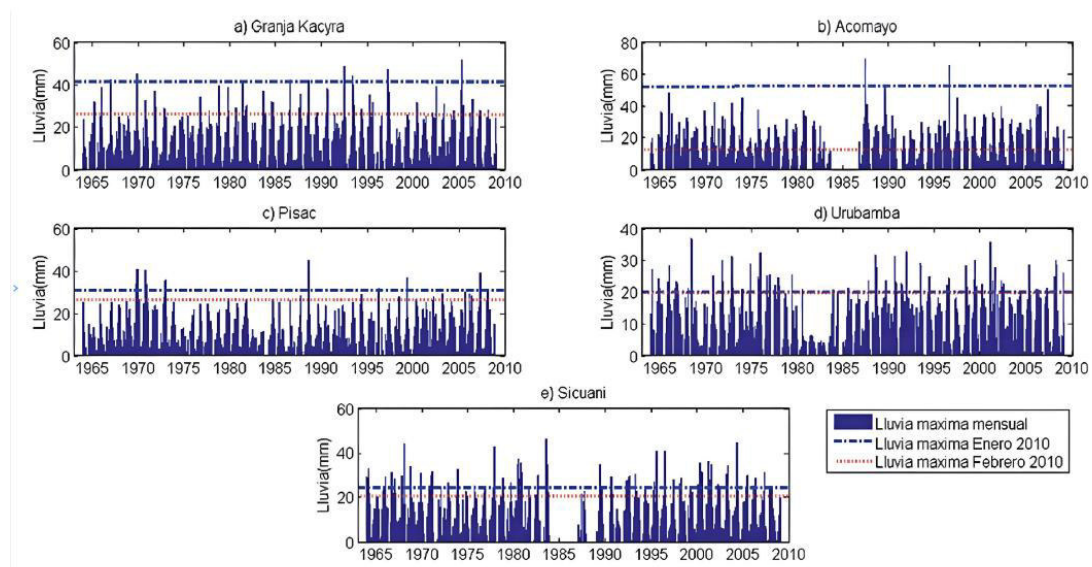


Figura 27. Histogramas de las lluvias máximas diarias mensuales en las principales zonas afectadas durante el evento del 2010 en el departamento de Cusco.

Fuente: (Lavado et al., 2010).

Este exceso de agua originó que 11 de las 13 provincias quedarán afectadas por las abundantes precipitaciones. En la provincia de Anta se evidenció la activación de quebradas, lo cual afectó a la población de los sectores de Purubamba y Yamana en el distrito de Zurite. Asimismo, se produjeron deslizamientos en la zona de Limatambo y el desborde del río Jatumayo.

En la provincia de Calca y Quispicanchis, el desborde del río Vilcanota perjudicó diversas construcciones y zonas agrícolas en los distritos de Calca y Urcos. En Quispicanchis, también se produjo el desborde de la laguna Huacarpay que provocó el derrumbe o deterioro de inmuebles y el posterior colapso del sistema de agua y alcantarillado. El desborde del río Huatanay afectó distritos como Santiago, Cusco, Zurite, Limatambo, Anta y Huaroscondo. El turismo fue suspendido en las localidades de Santa Teresa y Machu Picchu a causa de los deslizamientos de tierra y material rocoso que bloquearon vías de acceso. (INDECI, 2010).

Según lo descrito este hecho se debió a la frecuencia de las precipitaciones pluviales y no a su máximo valor. Fue hasta el 28 de enero de 2010 a las 11:00 horas momento en el que se originan los deslizamientos que ocasionaron graves daños en la infraestructura y población de Zurite. Este hecho tuvo lugar de nuevo 16 horas después dejando bloqueadas las vías de acceso causando alarma en la población. Como consecuencia declaran el departamento del Cusco en estado de emergencia por 60 días.

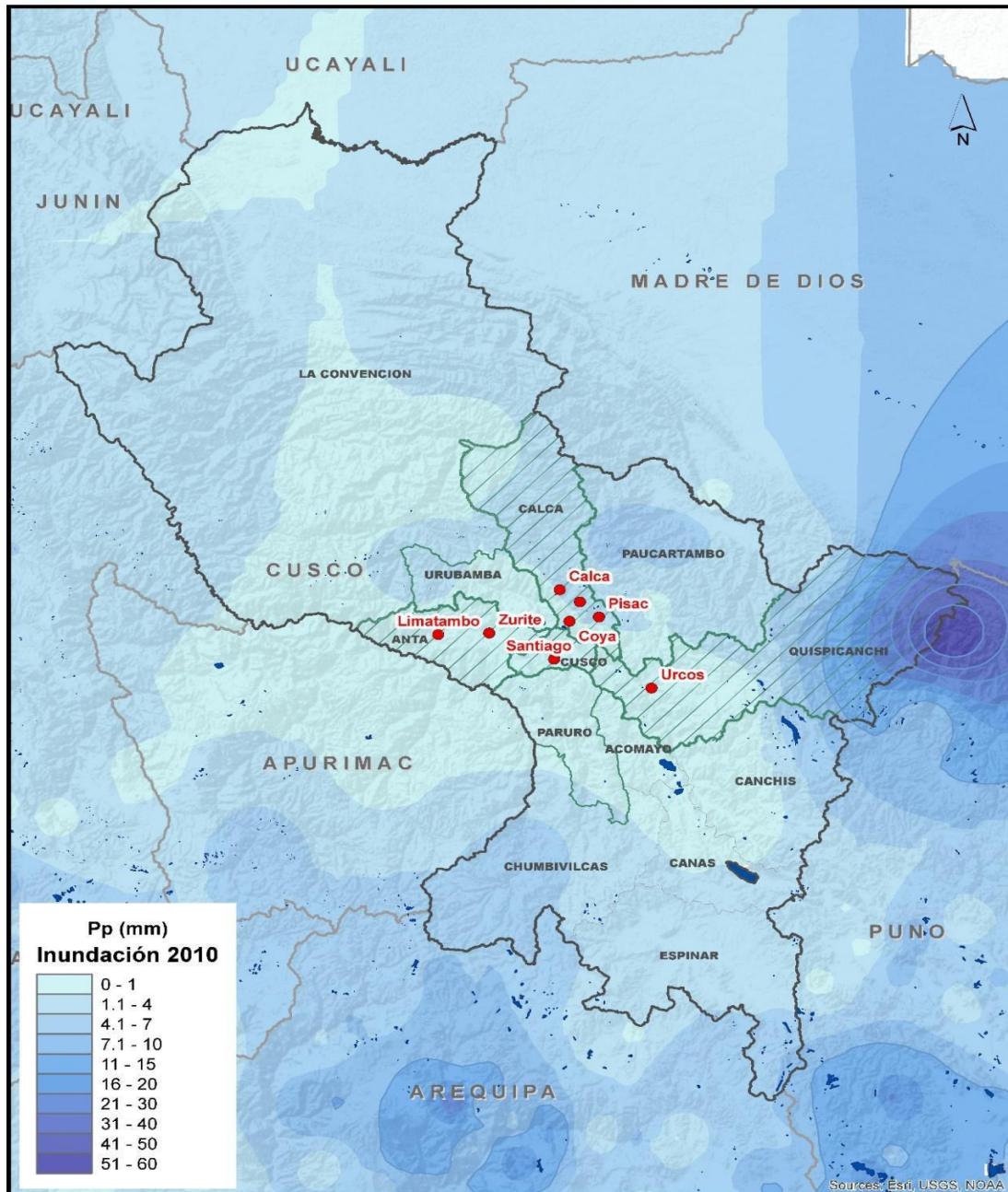


Figura 28. Mapa de Ubicación de las principales zonas afectadas por las intensas precipitaciones durante el evento del 2010 en el departamento de Cusco.

3.3.4. Inundación Madre de Dios – 2012

El clima en la cuenca Madre de Dios es tropical-lluvioso, con una época de precipitaciones en el periodo octubre - abril, con mínimas que se registran entre los meses de julio y agosto. Este comportamiento se debe a las condiciones globales de circulación atmosférica determinadas por la ZCIT, es decir, se producen lluvias de convección. Además, debido a las características físicas de la cuenca, destacando su ubicación entre un denso bosque tropical y la Cordillera de los Andes, las zonas del piedemonte andino reciben precipitaciones de origen orográfico durante casi todo el año. Esto se debe a la condensación del vapor de agua luego del ascenso de los vientos alisios que llegan desde el bosque tropical cargados de humedad y son forzados a ascender por la presencia de los Andes.

Para El Niño débil del 2012, se esperaba que la temperatura del mar tuviese ligeras variaciones por encima de lo normal en la costa norte del país, lo que ocasionaría la intensificación de lluvias para el periodo marzo-abril en los departamentos de Tumbes y Piura. Un escenario familiar se presentó en el departamento de Madre de Dios, pues a fines de enero a consecuencia de las intensas precipitaciones pluviales, se produjo el desborde de los ríos Madre de Dios y Tambopata; y en la primera mitad del mes de febrero, el desborde de los ríos Tahuamanu, Yaverija y Acre y la quebrada Nadeuda afectando viviendas, hectáreas de cultivo agrícola, instituciones públicas, vías de acceso y servicios básicos en las provincias de Manu, Tambopata y Tahuamanu. (INDECI, 2012)

El distrito más afectado fue Iñapari, cuya precipitación promedio anual es de 2000 mm con un máximo de 2500 mm y un mínimo de 1500 mm. Esta zona se encuentra en la selva baja a 240 m.s.n.m. con una temperatura ambiental promedio de 25°C con máximos y mínimos de 39°C y 10°C respectivamente.

Para el 2012 la mayor cantidad de precipitación se produjo en el mes de enero siendo el acumulado 421.2 mm; en febrero fue de 183.6 mm; en marzo, 180.8 mm y en abril se evidenció un incremento que llegó a 233.3 mm. En el mes de enero la precipitación máxima ocurrió el día 02 con 42.2 mm; y el día 25 con 42.1 mm. Para el mes de febrero el máximo se dio el día 14 con 39.0 mm.

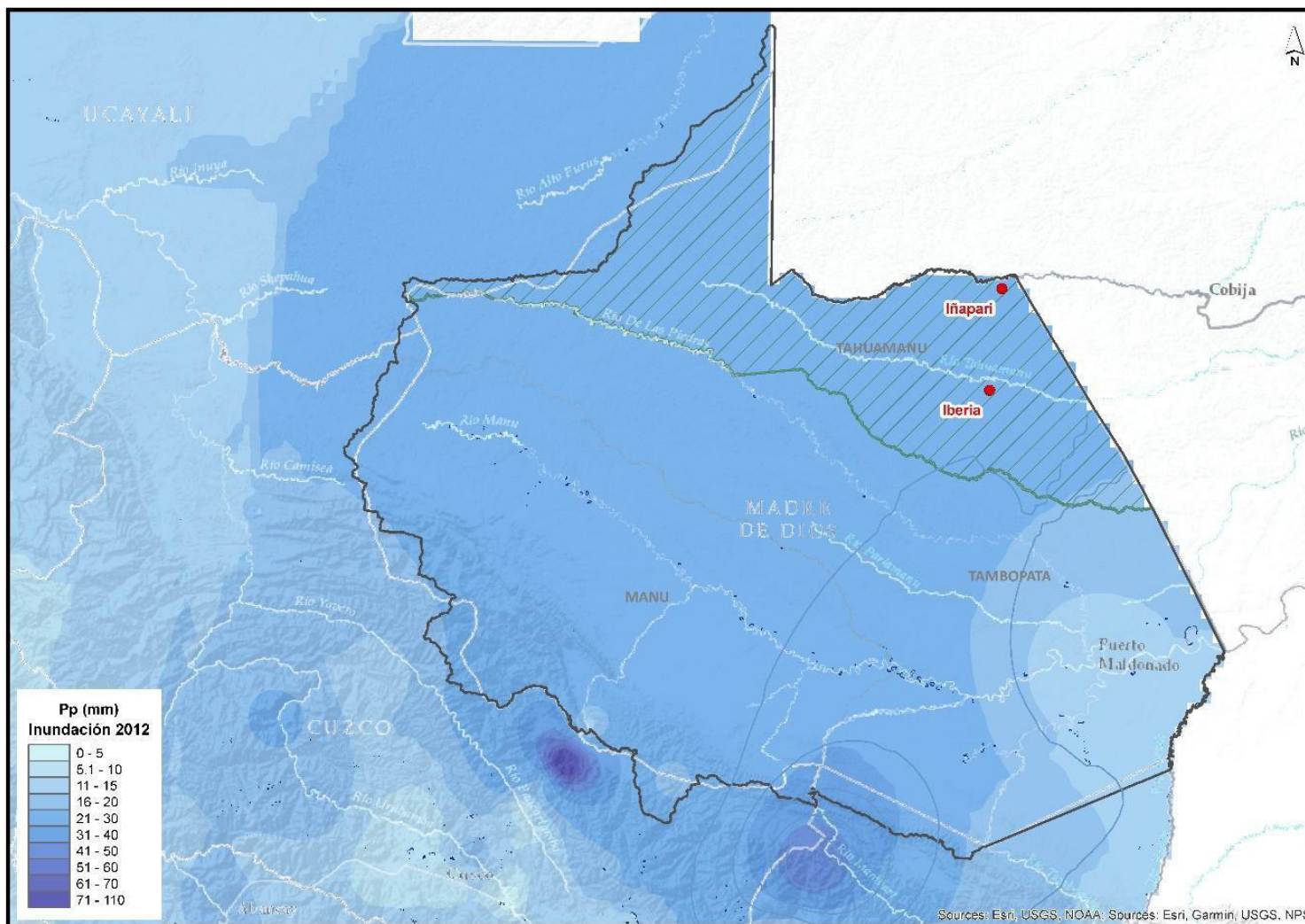


Figura 29. Mapa de Ubicación de la principal zona afectada, Iñapari, por las intensas precipitaciones durante el evento del 2012 en el departamento de Madre de Dios.

Tabla 10. Precipitación anual acumulada de la estación Iñapari (14 años), según registros de información provenientes del SENAMHI.

Años / Meses	1965	1966	1967	1968	1969	1970	1972	1974	1975	2000	2005	2008	2009	2012
Ene	202.5	153.2	134	159	175.3	104.7	203.8	201	225	245.1	149	230.5	171.6	421.2
Feb	189.5	114.7	571.8	116.9	375.7	79.4	416.2	401	289	120.1	180.3	95	267.3	183.6
Mar	152	116.2	679.9	125.7	214	244	226.8	165	361	149.3	158	217.7	213.2	180.8
Abr	170	193.7	112.4	113.2	241	118.5	210.3	195	223	59.6	30	125.5	205.9	233.3
May	42	114	115.4	134.3	150.8	85.1	150.9	90	65	64.2	79	51.2	168.3	62.9
Jun	50.5	36.5	16.3	13.8	62.9	77.5	69.8	74	82	16.8	20	118.4	48.8	21
Jul	36	97.3	1.2	86	83.6	20.4	12	11	57.5	27.6	6	14.8	58.9	11
Ago	20	0.7	49.7	35.1	80.9	46	68.1	31	53	55.4	0	20.5	3.5	99.6
Set	163.5	106.6	31.3	129.3	184.9	88.8	76	180	128	85	48	60.8	59.5	78.4
Oct	126.5	319.6	164.6	133.6	216.4	173.6	235	109	29	185	156	121	96.8	222
Nov	156.8	193.2	180	129.9	189.2	225.8	166	260	243	137.8	170	204.4	156.1	204.2
Dic	267.9	217.3	236.9	207.2	292	275.4	377	177	216	82.5	117	164.1	237.2	97.3
Total Acumulado	1577.2	1663	2293.5	1384	2266.7	1539.2	2211.9	1894	1971.5	1228.4	1113.3	1423.9	1687.1	1815.3

Fuente: (López, 2013).

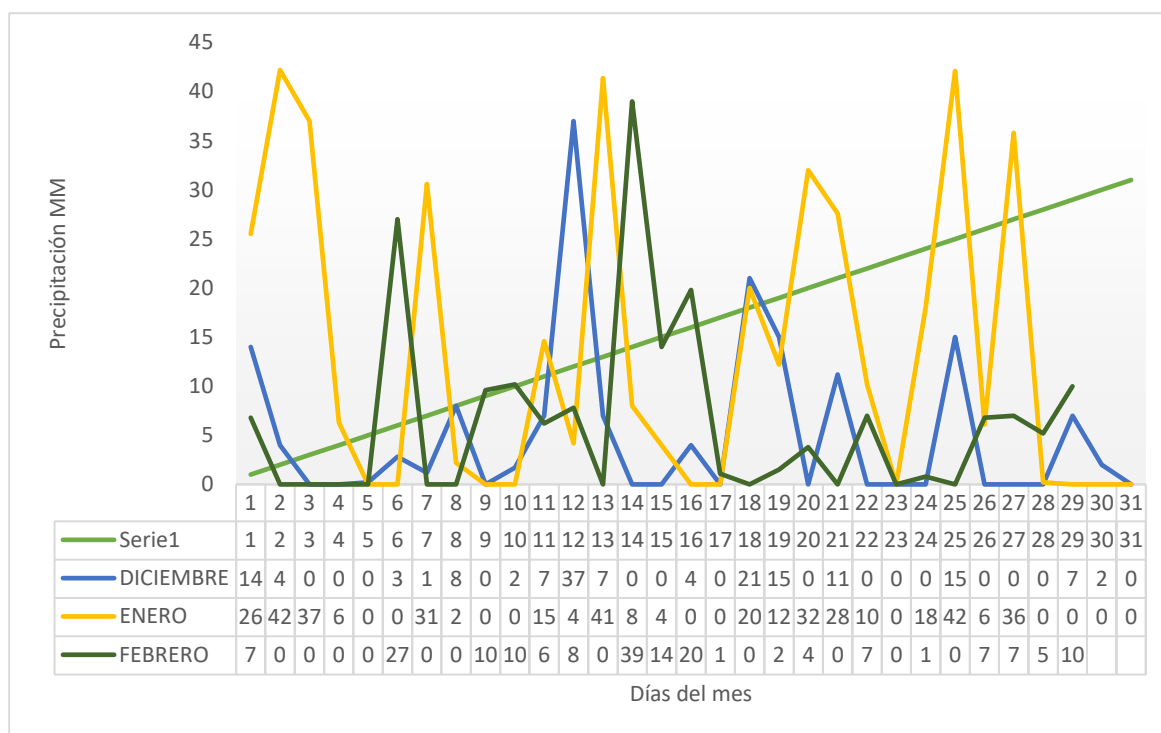


Figura 30. Precipitaciones diarias registradas durante el mes de diciembre de 2011 a febrero de 2012 en la estación Iñapari, según registros de información provenientes del SENAMHI.

Fuente: (López, 2013).

A pesar de las intensas precipitaciones y su frecuencia, el valor anual acumulado de 1815.3 mm no alcanzó los registros históricos de 1965-2011. Como se sabe la cuenca Madre de Dios dispone de información de precipitación y temperatura a partir de la década de 1960. Las cifras máximas de precipitación anual se encuentran en las vertientes orientales de los Andes de la cuenca Inambari. El río Madre de Dios es la desembocadura del río Inambari, cuyo caudal está influenciado por las precipitaciones de la localidad de Quincemil. Este pueblo ubicado a 600 m.s.n.m. alcanza una precipitación total anual de 7,500 mm, teniendo como máximo aproximado 11000 mm por lo menos, que representa tres veces la de Puerto Maldonado ubicada a 200 m.s.n.m. Las cifras más altas de precipitación en la cuenca Madre de Dios ocurren en el rango de elevación 500-1,000 m. Quincemil tiene valores medios totales mensuales superiores a 300 mm en todos los meses, sin embargo, en muy pocas ocasiones se han llegado a registrar entre mayo y septiembre totales mensuales inferiores a 100 mm.

A consecuencia del desastre la región de Madre de Dios fue declarada en estado de emergencia sanitaria tras una evaluación a cargo de la Dirección Regional de Salud, en la cual se registraban incrementos en los casos de enfermedades estomacales y respiratorias.

Capítulo IV

4. Presentación e interpretación de Resultados

4.1. Análisis de viabilidad de una base de datos de PES

Este apartado está enfocado en la valoración analítica de la información obtenida mediante la aplicación de los estadísticos de comparación por pares, a diferentes escalas de tiempo planteados por el presente estudio (diario, mensual y anual). Asimismo, la interpretación de los estadísticos categóricos en la detección de precipitación y eventos extremos permitirán corroborar la información obtenida y determinar el nivel de fiabilidad de los resultados y plantear sus alcances. (Ver Anexo N° 3)

4.2. Análisis Estadístico de las Bases de Datos PES (1983-2015)

Se centra en los estadísticos de comparación por pares aplicados a cada estación pluviométrica a escala diaria, mensual y anual con el propósito de contrastar los resultados obtenidos en cada medida de tiempo a analizar en el presente estudio.

4.2.1. Análisis global mensual

Esta evaluación se centra de forma similar en los estadísticos de comparación por pares aplicados a nivel local, con la diferencia que está referenciada a la cantidad de precipitación que se registró durante un día, mes o año en todas las estaciones pluviométricas que se han planteado en el presente estudio.

Considerando la información dispuesta en el diagnóstico local diario, que expresa resultados muy distantes a lo observado, se efectuó la evaluación global en torno a la escala mensual debido a que presenta menor aleatoriedad. Análogamente, el sesgo de confiabilidad en los datos PES a nivel mensual es superior. Como referencia se cotejaron las estaciones pluviométricas con su correspondiente rejilla de puntos en los satélites y modelos para todos los días de los meses correspondientes (ver figura 31).

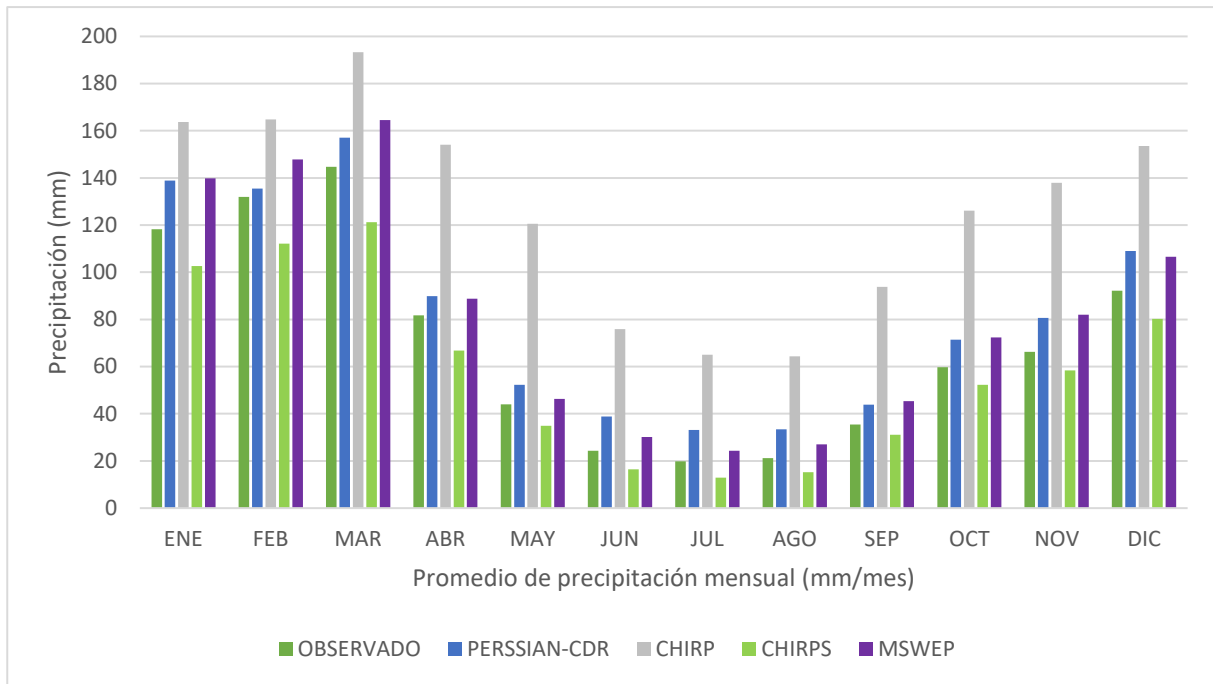


Figura 31. Precipitación promedio mensual entre los datos de precipitación mensual observada y los productos de PES (1983 – 2015).

La figura 32, revela el desempeño de PBIAS comparando los cuatro productos satelitales utilizados. En esta gráfica se ilustra la subestimación por parte de los productos con relación a las cifras observadas, exceptuando a CHIRPS, el cual se orienta a sobrestimar en todos los meses del año.

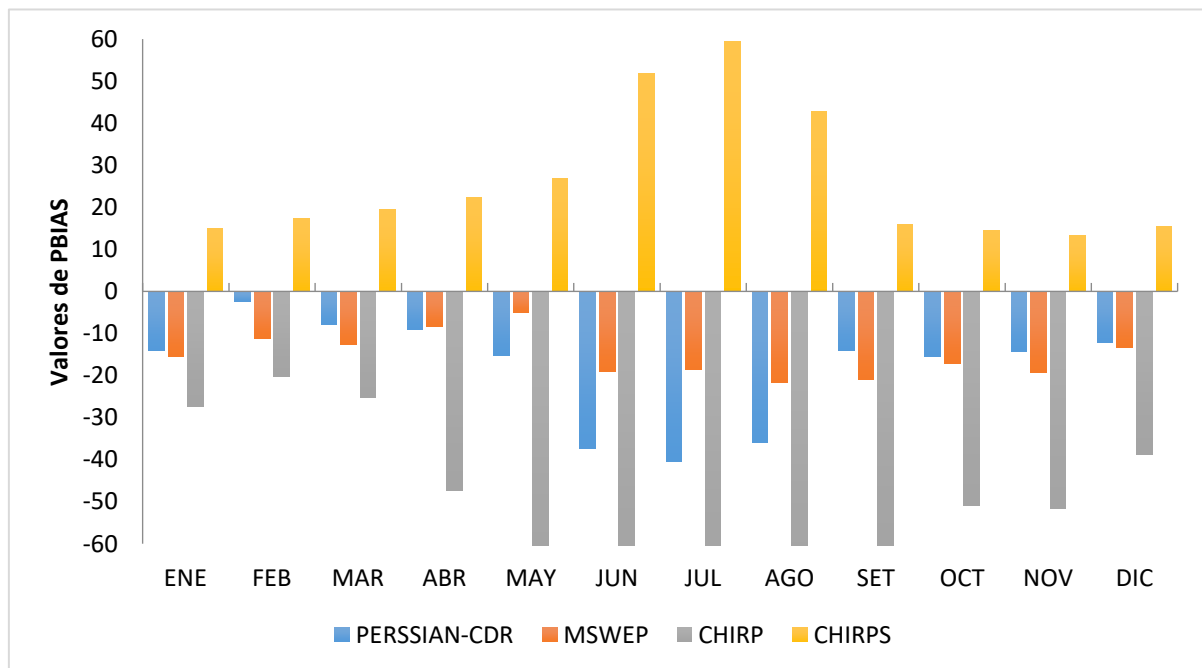


Figura 32. Evaluación mensual de PBIAS aplicado entre los datos de precipitación observados y los productos satelitales PERSIANN-CDR, MSWEP, CHIRP Y CHIRPS (1983 – 2015).

Sin embargo, MSWEP presenta un menor sesgo en casi todos los meses, adaptándose superiormente a los datos observados en los meses de abril y mayo concordando con el desarrollo de la segunda estación astronómica del año. Se puede resaltar que PERSIANN-CDR asegura una eficiencia destacada en periodos de incremento de temperatura (verano y primavera); sin embargo, durante el periodo de invierno expresa un elevado sesgo, demeritando su potencial. Obteniendo así mejores resultados MSWEP en todo el análisis.

En la figura 33, se registra la comparación mensual de MAE de los cuatro productos satelitales en relación a los datos observados. Este análisis señala una ligera desviación a la sobrestimación en todos los meses por parte de CHIRPS, obteniendo así un MAE óptimo resaltado de forma particular durante el descenso de la temperatura (invierno). Posteriormente se sitúan MSWEP, PERSIANN-CDR Y CHIRP subrayando que este último expresa predisposición a sobrestimar de forma extrema, y es descartado en este estadístico de comparación.

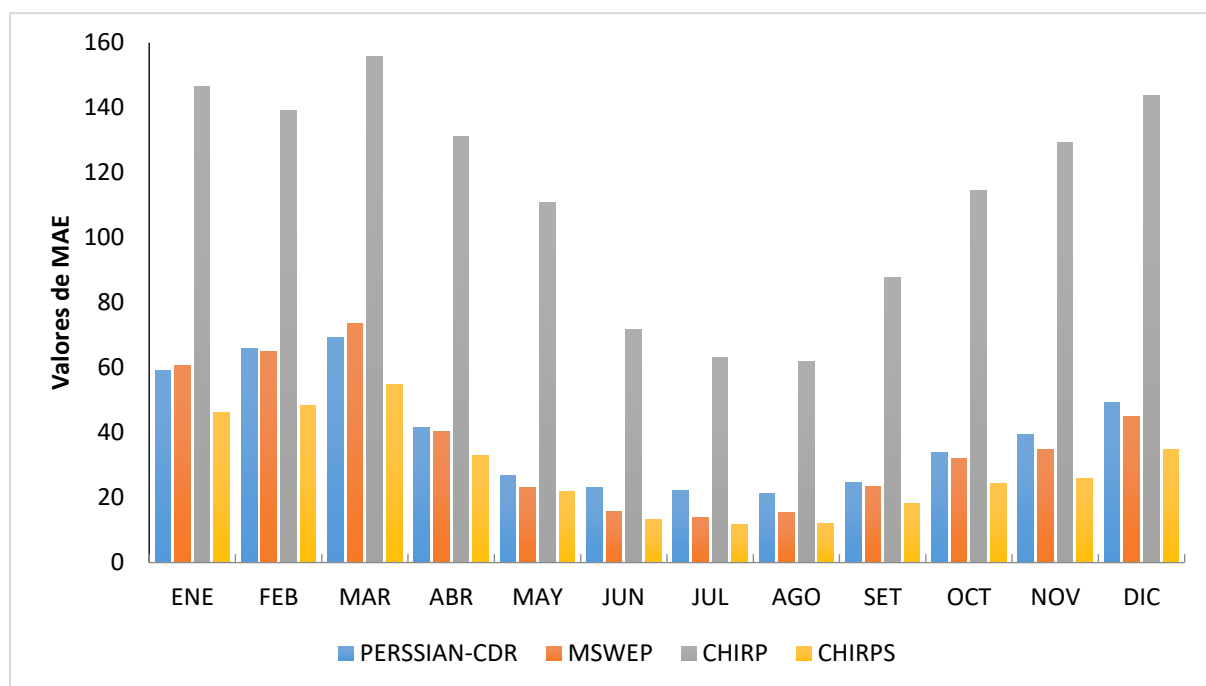


Figura 33. Evaluación promedio mensual de MAE aplicado entre los datos de precipitación observados y los productos satelitales PERSIANN-CDR, MSWEP, CHIRP Y CHIRPS (1983 – 2015).

En la figura 34, se comprueba que CHIRPS ofrece una colinealidad significativa para todos los meses, adecuándose positivamente a lo observado durante todo el año, enfatizando la temporada de invierno. En segunda posición se ubica MSWEP, e inmediatamente PERSIANN-CDR distinguiéndose por décimas de CHIRPS en los mismos periodos.

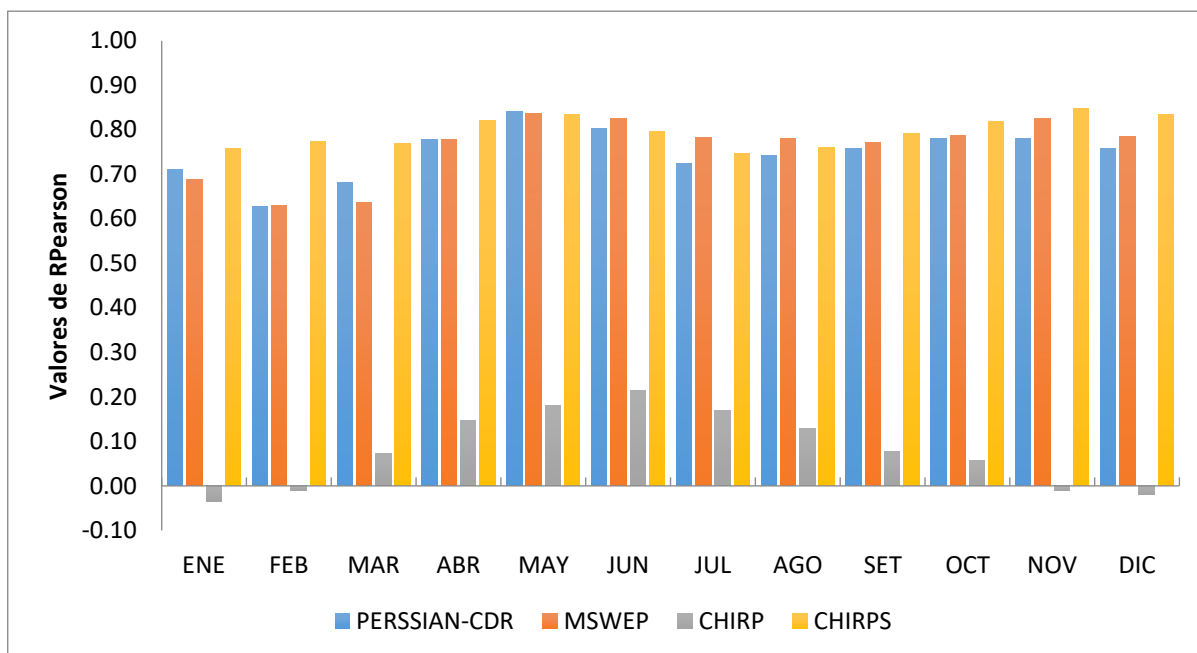


Figura 34. Evaluación promedio mensual de rPEARSON aplicado entre los datos de precipitación observados y los productos satelitales PERSIANN-CDR, MSWEP, CHIRP Y CHIRPS (1983 – 2015).

En la figura 35, MSWEP expresa una mejor simulación de precipitación mensual frente a lo observado seguido de PERSIANN-CDR. Se observa que los niveles mensuales guardan relación con lo descrito para PBIAS, MAE y RPearson. Aunque presenta un sesgo negativo en los meses de febrero y marzo, se torna irrelevante para el resultado final.

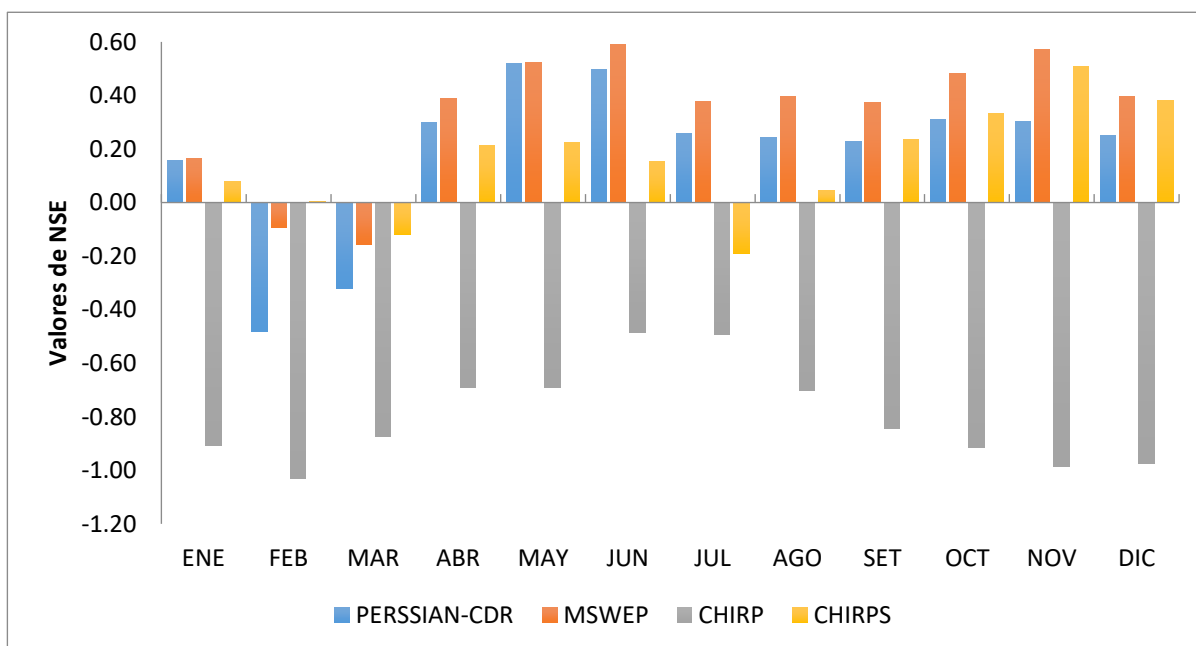


Figura 35. Evaluación mensual de NSE aplicado entre los datos de precipitación observados y los productos satelitales PERSIANN-CDR, MSWEP, CHIRP Y CHIRPS (1983 – 2015).

En la figura 36, manteniéndose la relación con lo expuesto anteriormente se señala que PERSIANN-CDR admite una mejor probabilidad de que la precipitación simulada no se define como un incidente accidental. Asimismo, se remarca que, si bien los resultados de CHIRP se aproximan al valor ideal de este indicador, no guarda relación con lo obtenido por los anteriores estadísticos descritos que son fundamentales en la descripción del comportamiento de las predicciones de la precipitación. Además, se comenta que los valores de CHIRPS se aproximan moderadamente a los de PERSIANN-CDR.

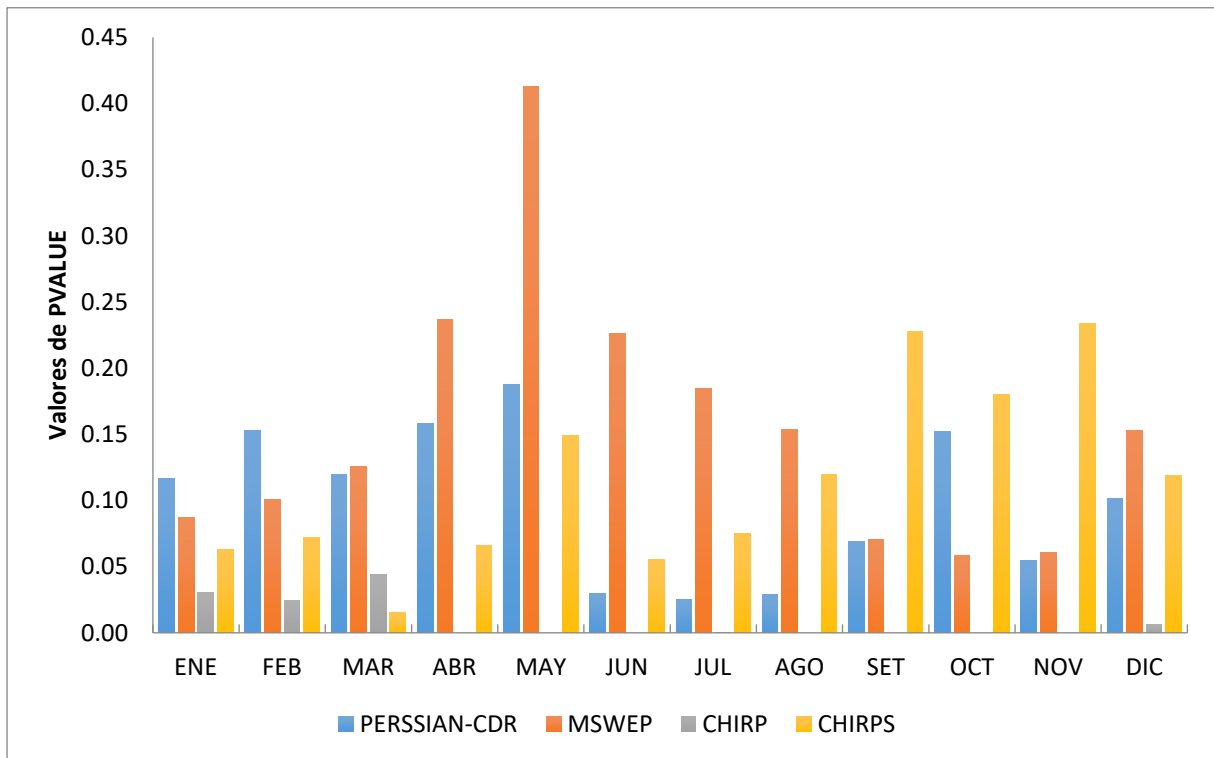


Figura 36. Evaluación mensual de PVALUE aplicado entre los datos de precipitación observados y los productos satelitales PERSIANN-CDR, MSWEP, CHIRP Y CHIRPS (1983 – 2015).

En la tabla 11, se expresa el cálculo procedente de las métricas (PBIAS, MAE, rPEARSON, NSE y PVALUE), destinadas a cuantificar el desempeño de cada PES con respecto a las mediciones en tierra. Como consecuencia se calcula la credibilidad de los cuatro productos satelitales propuestos.

En síntesis, en el análisis global mensual los 4 satélites expresaron buenos resultados, con excepción de CHIRP, el cual en la mayoría de mediciones presentó un sesgo elevado, quedando desestimado en casi todos los análisis. Cabe resaltar que CHIRPS, garantizó resultados idóneos en cuanto a rPEARSON y MAE, constatando que MAE alcanzó un mínimo promedio en cuanto a lo observado. MSWEP acertó con 0.33 en NSE, lo cual se traduce en un rendimiento

moderado facilitando su actuación en modelos hidrológicos. Asimismo, presenta un PBIAS regularmente bajo, convirtiéndose en el más recomendable en esta comparación. Sin embargo, pese al comportamiento que han evidenciado los productos en cada proceso, PERSIANN-CDR en sentido estricto difiere mínimamente de los valores destacados como óptimos, resaltando que su PVALUE quedó establecido en 0.10. Como se sabe, nuestra investigación se aplicó a todo el territorio peruano, motivo por el cual los resultados obtenidos de los estadísticos de comparación por pares, se distorsionaron en regiones con información observada limitada y/o escasa.

Tabla 11. Estadísticos de comparación por pares aplicados a los productos satelitales y los datos observados en una serie temporal mensual (1983 – 2015).

<i>Satélites</i>	<i>Estaciones Pluviométricas</i>	<i>r</i>	<i>MAE</i>	<i>NSE</i>	<i>PBIAS</i>	<i>PVALUE</i>
PERSIANN-CDR		0.75 (3)	39.73 (4)	0.19 (3)	-18.24 (1)	0.10 (4)
MSWEP		0.76 (3)	36.85 (4)	0.33 (3)	-15.22 (1)	0.16 (4)
CHIRP	565	0.08 (4)	112.97 (4)	-0.80 (4)	-49.11 (4)	0.01 (2)
CHIRPS		0.80 (3)	28.72 (4)	0.16 (3)	26.16 (4)	0.11 (4)

4.3. Análisis de Distribución Espacial (1983-2015)

4.3.1. Análisis Local Diario

Como se sabe, nuestra investigación se aplicó a todo el territorio peruano, motivo por el cual los resultados obtenidos de los estadísticos de comparación por pares, se distorsionaron en regiones con información observada limitada y/o escasa.

En la figura 37, se distingue que los estadísticos continuos rPearson, PBIAS y NSE, son muy favorables para la PES de MSWEP, destacando en las regiones de la sierra norte, sierra central y sierra sur del Perú. A continuación, se detalla cómo actuó MSWEP según los indicadores métricos. Para rPearson, las estaciones que se encuentran en la sierra norte y sierra sur del Perú, tienen un grado de ajuste que varía entre 0.4 – 0.7, representando un arreglo “satisfactorio”. De estos resultados se afirma que MSWEP es apto para estimar en zonas en donde la precipitación

es moderada y se clasifica como semiseca y lluviosa en los andes y altiplano según el método Thornthwaite, respectivamente.

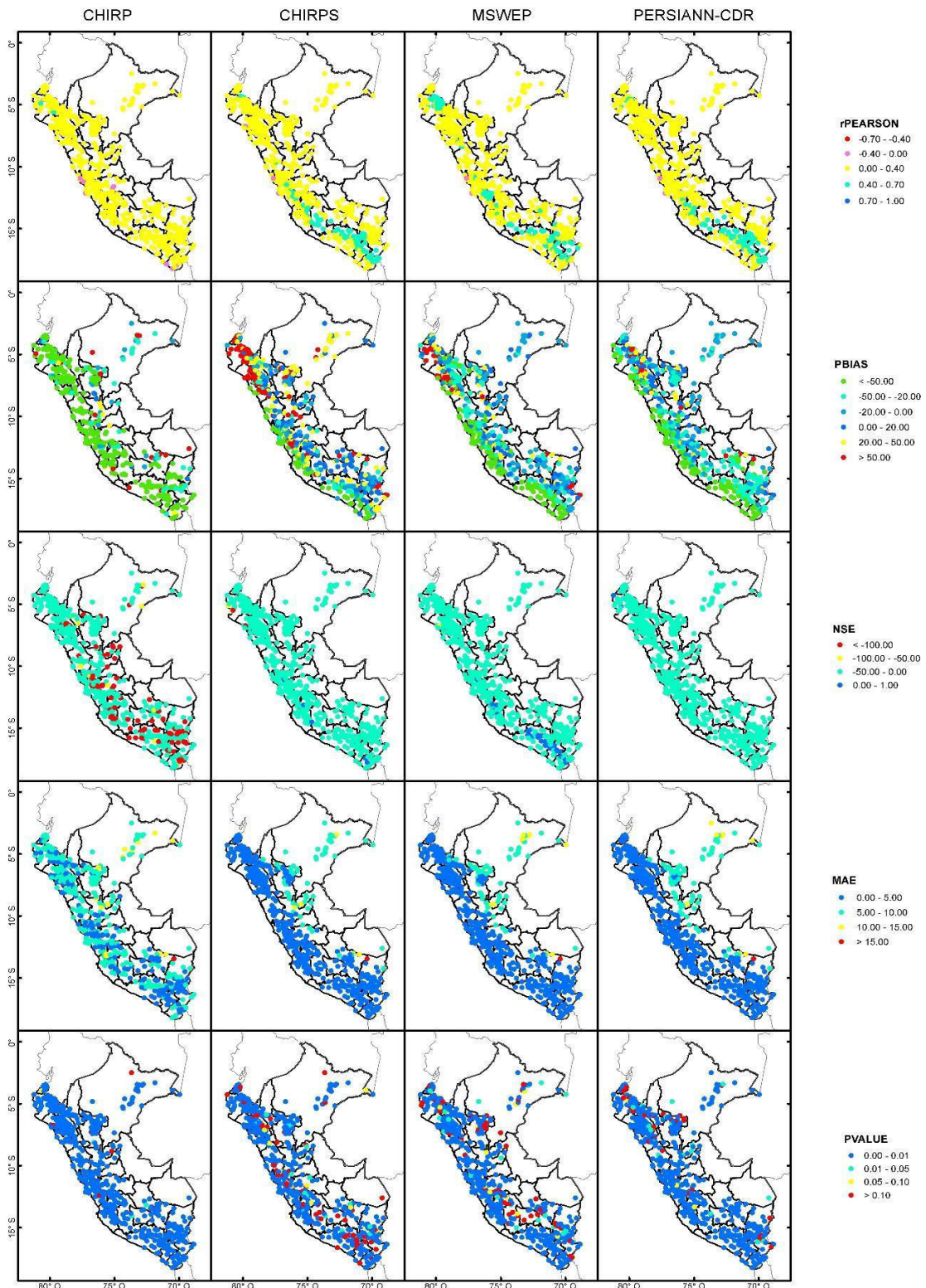


Figura 37. Estadísticos de comparación por pares aplicados para PES de CHIRP, CHIRPS, MSWEP y PERSIANN-CDR a nivel local en una serie temporal diaria.

En el caso de PBIAS, por parte de MSWEP existe una sobrestimación en la sierra sur y sierra norte, cuyas cifras están en el rango de 0 – 20 (mm/día). Asimismo, presenta una subestimación en la parte norte del Perú, con un rango que varía entre -20 – 0 (mm/día). Estas estaciones se encuentran en una zona donde la precipitación es semiseca.

Para NSE, se visualiza mejores resultados con MSWEP en la sierra sur, con precipitaciones lluviosas, que poseen una temperatura media anual de 7° C. Los valores varían de 0 a 1.

Cabe resaltar que los resultados alcanzados en este intervalo de tiempo, no fueron los esperados ya que persiste un rango de error relativamente regular, debido a la alteración de los datos por diferentes factores atmosféricos y al gran volumen de la base de datos que se analizó.

En la tabla 12, se muestra la comparación de la aplicación de PBIAS, MAE, rPEARSON, NSE y PVALUE, a los datos obtenidos por PES y lo observado. En base a estos indicadores métricos se determina la calidad y fiabilidad de los 4 productos satelitales PERSIANN-CDR, MSWEP, CHIRP, CHIRPS. En función de lo descrito, los resultados prestan relevancia a MSWEP.

Tabla 12. Estadísticos de comparación por pares aplicados a los productos satelitales y los datos observados a nivel local en una serie temporal diaria (1983 – 2015).

<i>Productos Satelitales</i>	<i>Estaciones Pluviométricas</i>	<i>r</i>	<i>MAE</i>	<i>NSE</i>	<i>PBIAS</i>	<i>PVALUE</i>
PERSIANN-CDR	539	0,29 (4)	3,16 (1)	-0,80 (4)	-26,04 (4)	0,03 (2)
MSWEP		0,30 (4)	3,08 (1)	-1,43 (4)	-16,04 (3)	0,05 (2)
CHIRP		0,12 (4)	5,14 (1)	-456,67 (4)	760,27 (4)	0,01 (2)
CHIRPS		0,29 (4)	2,75 (1)	-2,67 (4)	25,72 (4)	0,05 (2)

4.3.2. Análisis Local Mensual

En este caso se analiza los datos de manera mensual, con la presunción de que el error en los estadísticos de comparación por pares se manifieste en una gradación más satisfactoria en relación al análisis descrito en el apartado anterior.

En la figura 38, se observa que los estadísticos continuos rPearson, PBIAS, MAE y NSE, son muy favorables para la PES de PERSIANN-CDR, obteniendo mejores resultados en toda la

región sierra y en una reducida parte de la costa norte. En las siguientes líneas, se describe la actuación de PERSIANN-CDR en función de cada estadístico exponiendo los resultados obtenidos por este producto satelital al compararlo con las estaciones observadas.

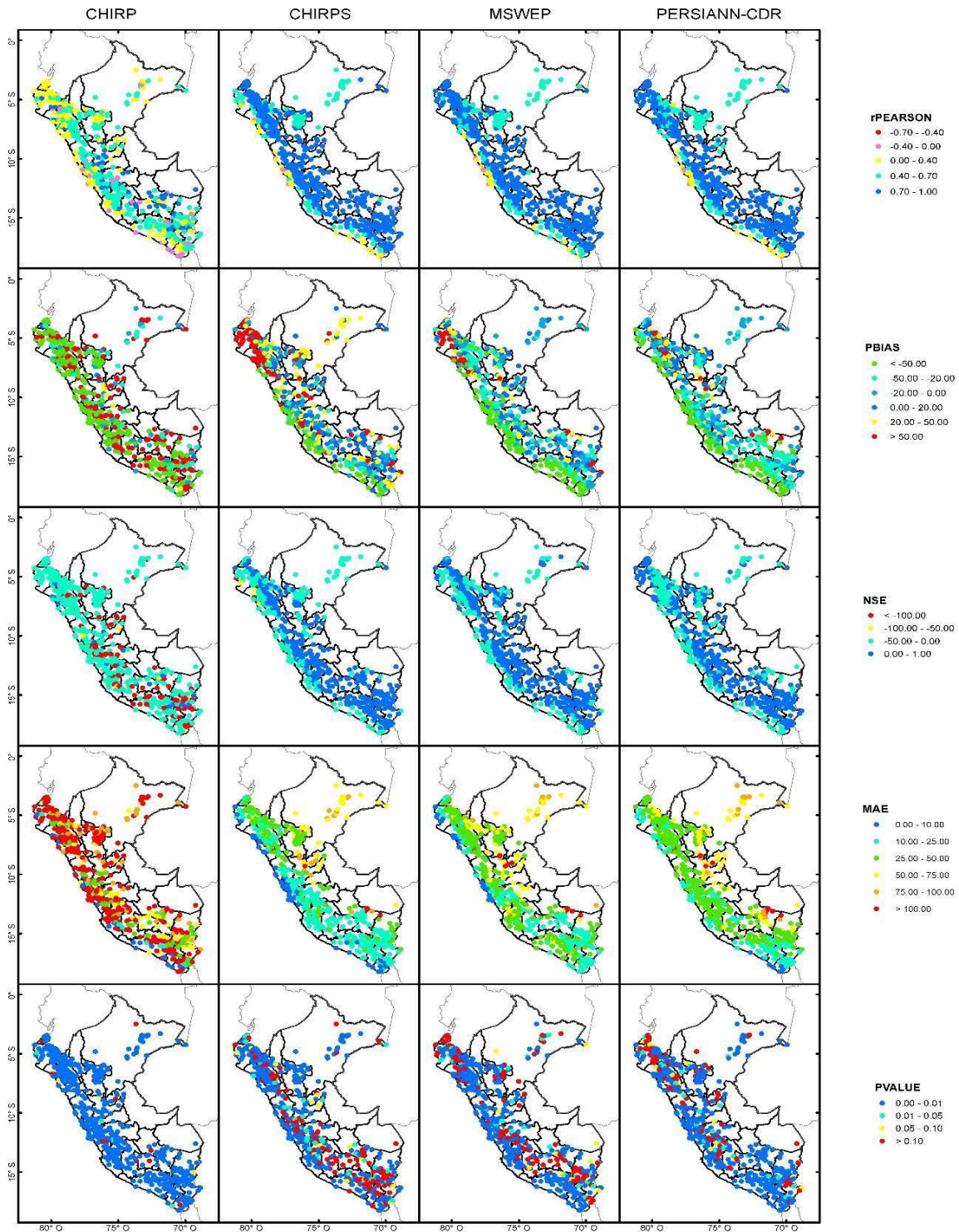


Figura 38. Estadísticos de comparación por pares aplicados para PES de CHIRP, CHIRPS, MSWEP y PERSIANN-CDR a nivel local en una serie temporal mensual.

De conformidad con rPearson, las estaciones localizadas en la parte norte del Perú, enfatizando la región selva norte y algunas partes de la costa, tienen un rango de ajuste que fluctúa entre 0.4 – 0.7, por lo tanto, denota que tiene una correlación “satisfactoria”. Por otro lado, el nivel de ajuste que evidencian las estaciones situadas a lo largo de la sierra, oscila entre 0.7 – 1.0, clasificando su eficiencia como “buena”. En estas zonas el régimen de precipitación se distribuye de muy seco a lluvioso, respectivamente.

En consecuencia, se afirma que la superioridad de resultados lo exponen las estaciones ubicadas en áreas que corresponden a patrones de ciclo lluvioso y lluvioso semifrío, con un promedio anual que alcanza los 700 mm, presentando veranos lluviosos e inviernos secos con heladas moderadas.

En el caso de PBIAS, PERSIANN-CDR tiende a sobrestimar en la sierra norte, con valores que integran el intervalo de 0 – 20 mm/día. Asimismo, subestima en la selva norte, centro y sur de la región sierra, determinado por el rango -20 – 0 mm/día. Los puntos monitoreados se encuentran en zonas clasificadas desde semisecas hasta lluviosas, con temperaturas frías y climas lluvioso frío.

Para NSE, se visualiza mejores resultados con el producto PERSIANN-CDR en toda la sierra, con precipitaciones lluviosas, que poseen una temperatura media anual de 7°C. En particular las comparaciones obtienen un resultado “aceptable” de 0.65 – 0.80, en la sierra central y sur. Sectorialmente se incrementa el nivel de confianza en una limitada parte de la costa norte al alcanzar la condición de “bueno” con valores de 0.80 – 0.90, región donde la precipitación es árida y el clima, semicálido.

Finalmente, MAE expone resultados que fluctúan de 0 - 10 mm en la costa sur, la cual se caracteriza por el clima semicálido. A su vez las estaciones que se encuentran en la parte sierra sur, sierra central y parte de la sierra norte, presentan un rango de 10 – 25 mm.

La tabla 13, recapitula el análisis comparativo de PBIAS, MAE, rPEARSON, NSE y PVALUE, sobre cada PES y lo observado. Por medio de estos indicadores se establece el nivel de confianza en cada producto satelital. En esta comprobación, la relevancia está dirigida hacia PERSIANN-CDR.

Tabla 13. Estadísticos de comparación por pares aplicados a los productos satelitales y los datos observados a nivel local en una serie temporal mensual (1983 – 2015).

<i>Productos Satelitales</i>	<i>Estaciones Pluviométricas</i>	<i>r</i>	<i>MAE</i>	<i>NSE</i>	<i>PBIAS</i>	<i>PVALUE</i>
PERSIANN-CDR		0.89 (2)	26.83 (4)	0.65 (2)	-34.00 (4)	0.00 (1)
MSWEP		0.77 (3)	36.85 (4)	-0.28 (4)	-15.65 (3)	0.11 (4)
CHIRP	565	0.47 (4)	112.97 (4)	-1056.06 (4)	760.27 (4)	0.01 (2)
CHIRPS		0.77 (3)	28.72 (4)	-2.72 (4)	25.21 (4)	0.12 (4)

4.3.3. Análisis Local Anual

De la figura 39, los resultados inferidos para PBIAS, NSE y PVALUE tienen un mejor comportamiento para PERSIANN-CDR a nivel anual. La afirmación destaca principalmente la sierra en su totalidad y parte del sector limítrofe con la costa norte.

A nivel anual existe una gran diferencia en comparación con los resultados de la evaluación diaria y mensual. Esto se materializa a causa de la generalización de los datos de precipitación, puesto que se engloban los resultados obtenidos en las diferentes regiones climáticas a lo largo de un año. Esta diferencia intensifica su perceptibilidad a nivel diario constatado por el índice de correlación de PEARSON, y a nivel mensual por NSE. A través de rPEARSON se registra un moderado nivel de correlación anual, remarcando la zona norte y sur de la sierra peruana. En el caso de NSE, se obtuvo en la escala mensual resultados superiores que en la serie anual. Al describir PBIAS no se hace evidente una marcada disimilitud, pues los datos se encuentran a nivel general en el rango de -20-0 mm/día subestimando la precipitación obtenida en tierra por las estaciones.

A continuación, se desarrolla la interpretación de la figura 39 que expone lo obtenido por cada PES para cada estadístico de comparación.

En función de rPEARSON, la información captada en la costa, sierra norte y sierra sur, caracterizadas por precipitaciones de 500-1200 mm/día, presenta un rango de ajuste que varía entre 0.7 – 1 para CHIRPS representando una condición “aceptable”. En la sierra central el

ajuste también es “aceptable”, pero está ampliamente distribuido debido a los diversos climas que existen en los marcados pisos altitudinales de esta región.

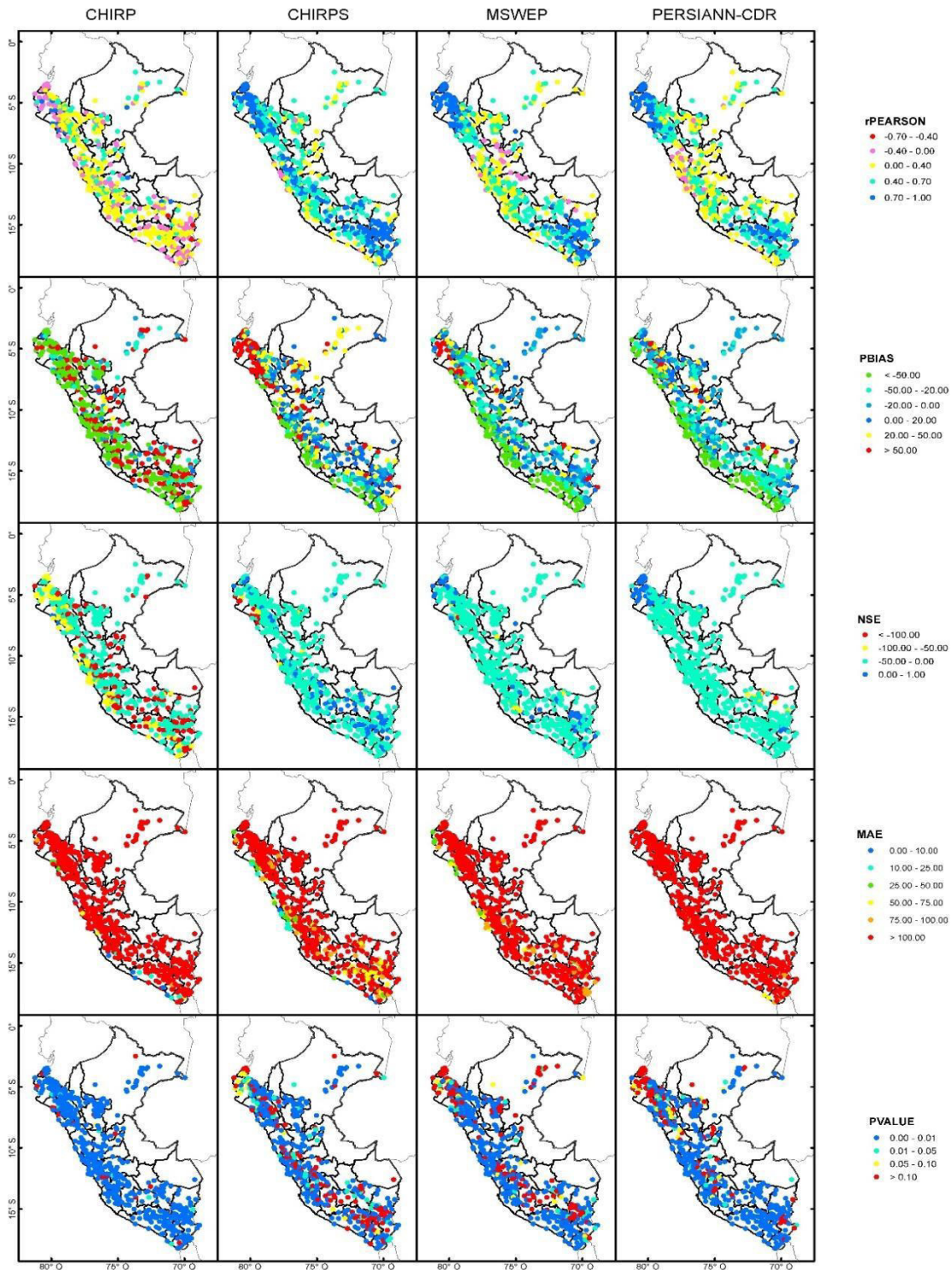


Figura 39. Estadísticos de comparación por pares aplicados para PES de CHIRP, CHIRPS, MSWEP y PERSIANN-CDR a nivel local en una serie temporal anual.

Los resultados de PBIAS demuestran un sesgo más favorable para MSWEP, manifestando su tendencia a la subestimación a lo largo de la sierra y a nivel general en la zona oriental del Perú. Los valores están en el rango de -20 – 0 (mm/día). Las precipitaciones en estas regiones son lluviosas. Por otro lado, CHIRPS conduce a la sobrestimación en la sierra norte y la zona nororiental del país; con valores aproximados a 25 mm/día.

Para NSE, PERSIANN-CDR entrega resultados sobresalientes, con una amplia distribución espacial en la sierra central y sur. En la sierra norte la eficiencia oscila entre 0 – 1 con una menor distribución espacial.

En la tabla 14, se observa el comparativo de los resultados obtenidos para rPEARSON, MAE, NSE, PBIAS y PVALUE aplicados a los datos obtenidos de cada PES y a lo observado. Del análisis se concluye que los datos de CHIRPS son los más adecuados para el territorio peruano.

Tabla 14. Estadísticos de comparación por pares aplicados a los productos satelitales y los datos observados a nivel local en una serie temporal anual (1983 – 2015).

<i>Productos Satelitales</i>	<i>Estaciones Pluviométricas</i>	<i>r</i>	<i>MAE</i>	<i>NSE</i>	<i>PBIAS</i>	<i>PVALUE</i>
PERSIANN-CDR		0.48 (4)	394.44 (4)	-7.19 (4)	-23.87 (4)	0.07 (3)
MSWEP		0.53 (4)	336.21 (4)	-7.79 (4)	-15.65 (3)	0.10 (4)
	565					
CHIRP		0.21 (4)	1283.54 (4)	-9373.08 (4)	760.27 (4)	0.01 (2)
CHIRPS		0.62 (4)	250.30 (4)	-10.74 (4)	25.21 (4)	0.10 (4)

4.4. Análisis de los Estadísticos Categóricos a Nivel Espacial

Este análisis reveló que el POD (0,75), FAR (0,58) y TS (0,37) por parte del producto satelital PERSIANN-CDR tiene a tener una mejor correlación de la información detectada al igual que MSWEP, pero que en términos estadísticos supera por mucho al último producto mencionado. El resultado óptimo para el indicador POD pudo estar influenciado por la numerosa cantidad de estaciones establecidas en la región andina y por sus características climáticas. El índice de FAR obtenido guarda relación con el desempeño de los estadísticos de comparación por pares precisando que MSWEP fue el producto cuya semejanza a los datos observados estuvo acorde

al umbral planteado de 1 mm. El nivel sobresaliente de TS para MSWEP se asocia al sesgo resultante según la calificación de PBIAS, el cual registró a este producto en primera posición al compararse con las tres PES propuestas. (Ver figura 32). En el presente estudio el umbral de 1,0 mm/día es utilizado con la finalidad identificar el fenómeno de lluvia o no-lluvia, el mismo que fue adoptado en la investigación elaborada por Dai, (2006) para el estudio global de la precipitación diaria; y en la validación de TRMM en la zona andina del Perú utilizado por Mantas et al., (2015). De forma paralela, para cuantificar la capacidad de las PES en la determinación de eventos de precipitación ligera e intensa, se calculan POD, FAR y TS en cada pixel para los umbrales definidos por los percentiles 10, 50 y 75. A continuación, se detallan los resultados obtenidos para cada estadístico.

En la figura 40, PERSIANN-CDR demuestra mayor probabilidad de detección a lo largo de la sierra (norte, centro y sur) y en territorio oriental del país, garantizando el índice POD un valor de 0.77 lo cual es “aceptable” al considerar que el rango fluctúa entre 0 y 1. Cabe subrayar que los aciertos más significativos se desarrollaron en la sierra central caracterizada por su notable variación de pisos altitudinales y precipitación semiseca.

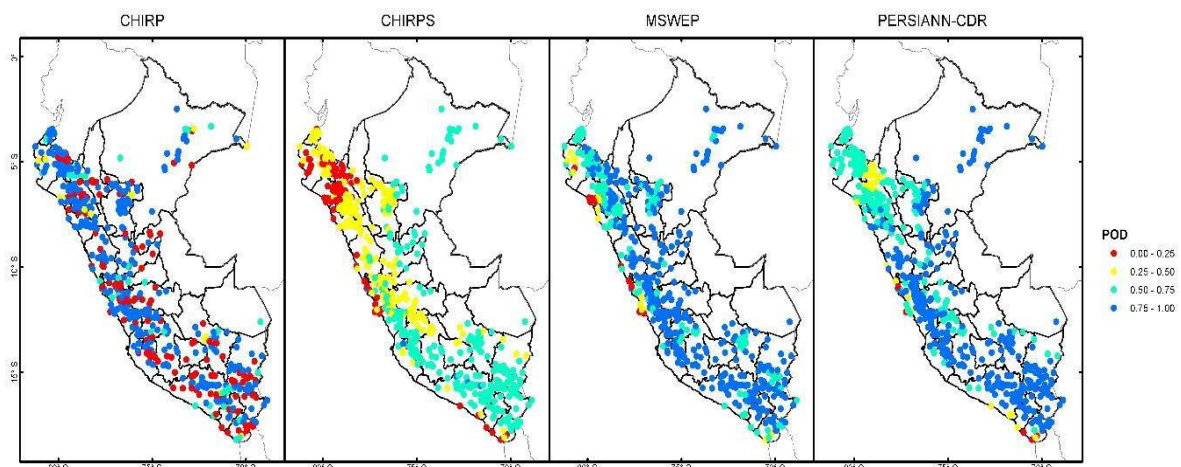


Figura 40. Comparación de POD para PES de CHIRP, CHIRPS, MSWEP y PERSIANN-CDR a nivel local.

En la figura 41, la comparación de ratios prueba que CHIRPS proporciona un mejor desempeño en la sierra, acentuándose en los sectores centro y sur. El análisis determinó la capacidad de FAR en 0.51, y a nivel general la PES se ubica entre 0-0.50 lo que indica que prácticamente no emitió falsas alarmas.

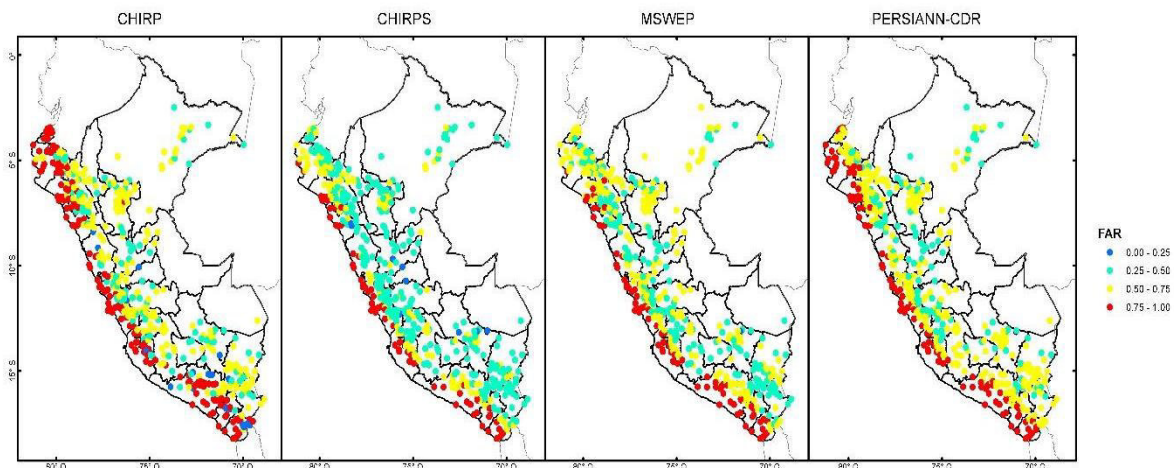


Figura 41. Comparación de FAR para PES de CHIRP, CHIRPS, MSWEP y PERSIANN-CDR a nivel local.

En la figura 42, según el total de estimaciones de cada PES, MSWEP asegura una proporción para TS de 0.37, donde una vez más la sierra norte es remarcada por contener un elevado volumen de estimaciones correctas. Los resultados se encuentran en el rango de 0.25-0.50, identificando el valor 1 como perfecto.

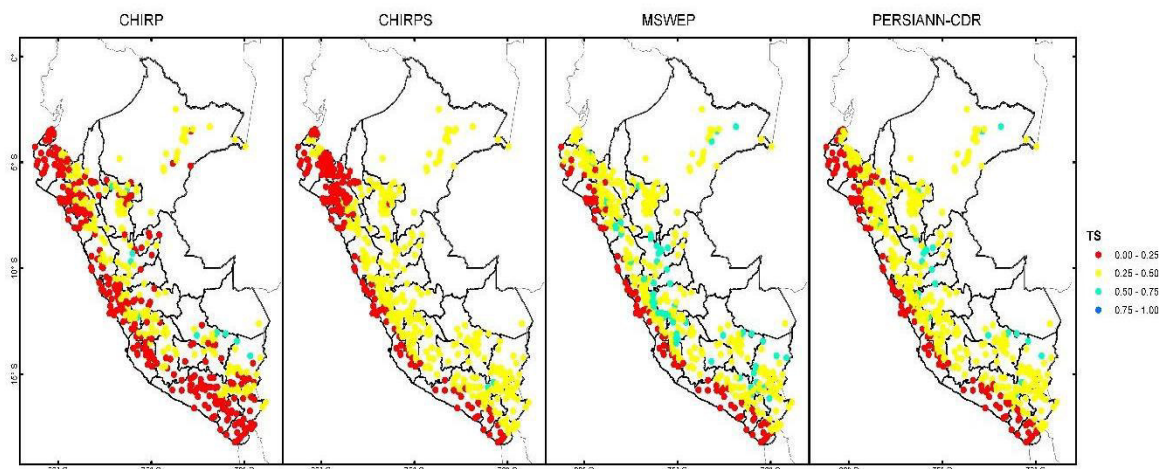


Figura 42. Comparación de TS para PES de CHIRP, CHIRPS, MSWEP y PERSIANN-CDR a nivel local.

En la tabla 15, se resumen los resultados de la evaluación en base a los estadísticos categóricos POD, FAR y TS, aplicados a cada PES y propuesta en relación a lo verificado en tierra. Por medio de este paquete estadístico se estima la capacidad de detectar precipitación ligera o intensa por parte de los 4 productos satelitales PERSIANN-CDR, MSWEP, CHIRP Y CHIRPS.

Tabla 15. Cuadro comparativo de valores promedio POD, FAR y TS en los productos satelitales PERSIANN-CDR, MSWEP, CHIRP Y CHIRPS.

<i>Productos Satelitales</i>	<i>Estaciones Pluviométricas</i>	<i>POD</i>	<i>FAR</i>	<i>TS</i>
PERSIANN-CDR		0.75 (1)	0.62 (3)	0.33 (3)
MSWEP		0.77 (1)	0.58 (3)	0.37 (3)
CHIRP	565	0.60 (2)	0.65 (3)	0.20 (4)
CHIRPS		0.46 (3)	0.51 (3)	0.29 (3)

Análogamente, se representa la distribución general de los valores procedentes de la evaluación a través de los categóricos POD, FAR y TS, por medio de los siguientes diagramas de caja. (Ver Figura 43).

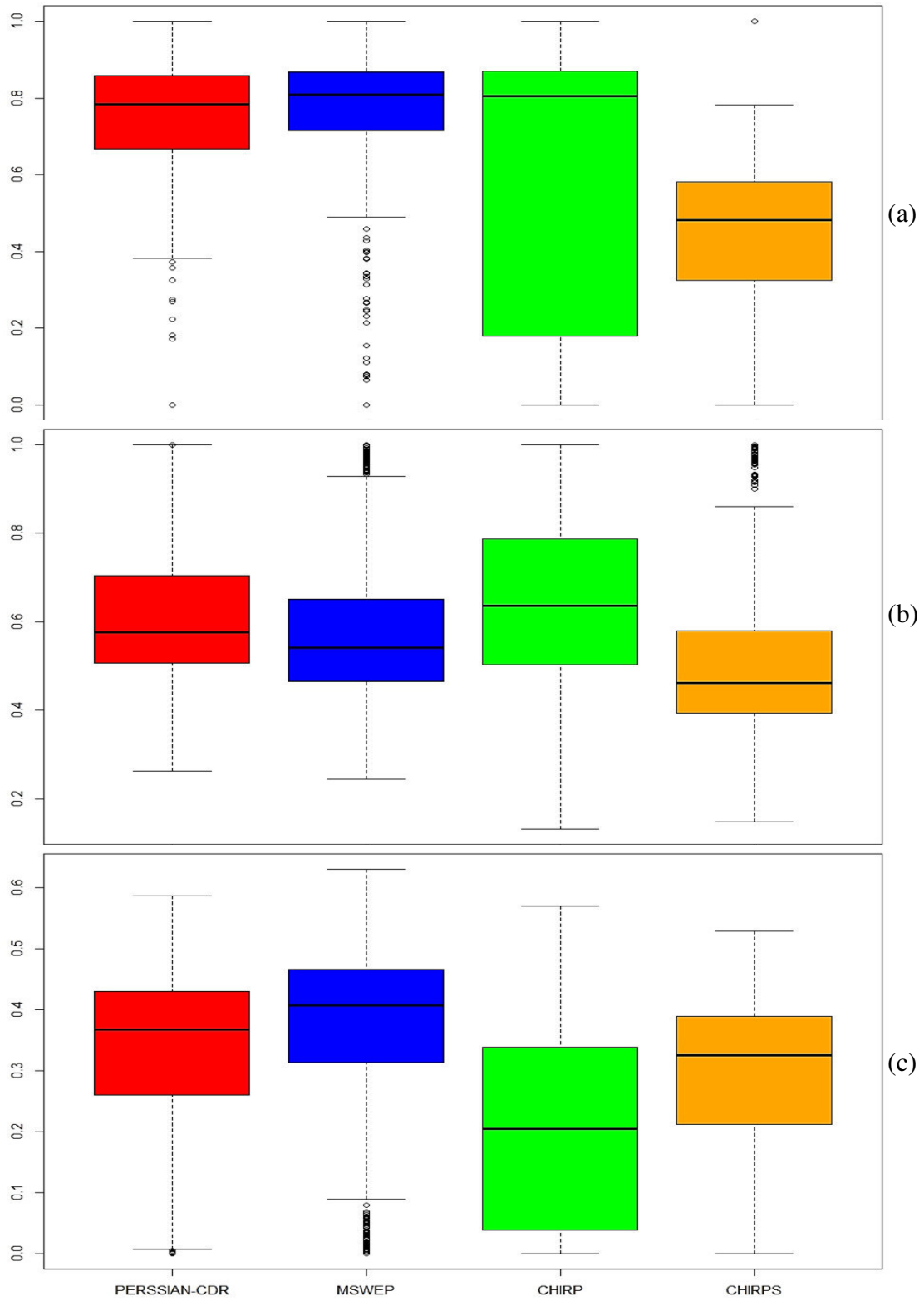


Figura 43. Diagrama de Caja de los valores (a) POD, (b) FAR y (c) TS obtenidos en la comparación de PES y datos observados.

4.5. Análisis de Eficiencia de los Parámetros Métricos y Probabilísticos (Eventos Extremos)

En este análisis, se puede verificar como los productos PES, ayudan a poder predecir y modular sucesos extremos que en la actualidad se podría predecir con imágenes satelitales que brinden precipitación, denotando la proximidad numérica y los márgenes de errores de cada producto. En adelante, los apartados describirán el rendimiento de las PES respecto de lo observado frente a 04 eventos extremos que acontecieron en los últimos 33 años en el Perú.

4.5.1. Fenómeno del Niño (1983) – 26/03/1983

Para el análisis de precipitación durante el FEN 82-83, se han tomado los datos de los departamentos de Tumbes, Piura, Lambayeque, La Libertad, Áncash, Cajamarca, Amazonas y Lima; en los cuales se constató variaciones extraordinarias en los patrones de precipitación según lo observado.

Tabla 16. Precipitación promedio y estadísticos de comparación por pares aplicados a los productos satelitales y a los datos observados para el día 26.03.1983.

<i>Precipitación</i>	<i>Promedio</i> <i>(mm/día)</i>	<i>PBIAS</i>	<i>MAE</i>	<i>RPEARSON</i>	<i>NSE</i>	<i>PVALUE</i>
OBSERVADO	15.19	-	-	-	-	-
CHIRP	9.13	10.10 (4)	9.61 (2)	0.23 (4)	-1.40 (4)	0.37 (4)
CHIRPS	5.72	108.00 (4)	7.76 (2)	0.29 (4)	-2.40 (4)	0.00 (1)
MSWEP	14.71	-9.50 (4)	8.15 (2)	0.43 (4)	-0.78 (4)	0.31 (4)
PERSIANN-CDR	11.29	24.30 (4)	8.21 (2)	0.36 (4)	-0.95 (4)	0.06 (3)

En la tabla 16, se especifica el promedio general registrado durante el día en que se produjo la máxima precipitación en el marco del fenómeno sobre las zonas afectadas (26/03/1983); siendo lo captado 15.19 mm/día en promedio.

Los estadísticos indican que MSWEP se inclina a la subestimación de resultados y PERSIANN-CDR, a la sobrestimación; señalando que MSWEP está respaldado por un sesgo

satisfactorio y un nivel de predicción aceptable. Por otro lado, la información que proporciona CHIRPS refleja un menor índice de correlación frente a eventos extremos que le asigna el tercer lugar en el nivel de confianza con un registro promedio de 9.12 mm.

La figura 44 ilustra la precipitación captada por cada PES sobre todo el Perú en el transcurso del día de lluvia máxima (26/03/1983). El registro de MSWEP precisa un rango de precipitación de 0-100 mm; observando en las zonas afectadas fluctuaciones de 20-40 mm en la costa norte y central con algunas zonas de 40-60 mm en la parte más septentrional.

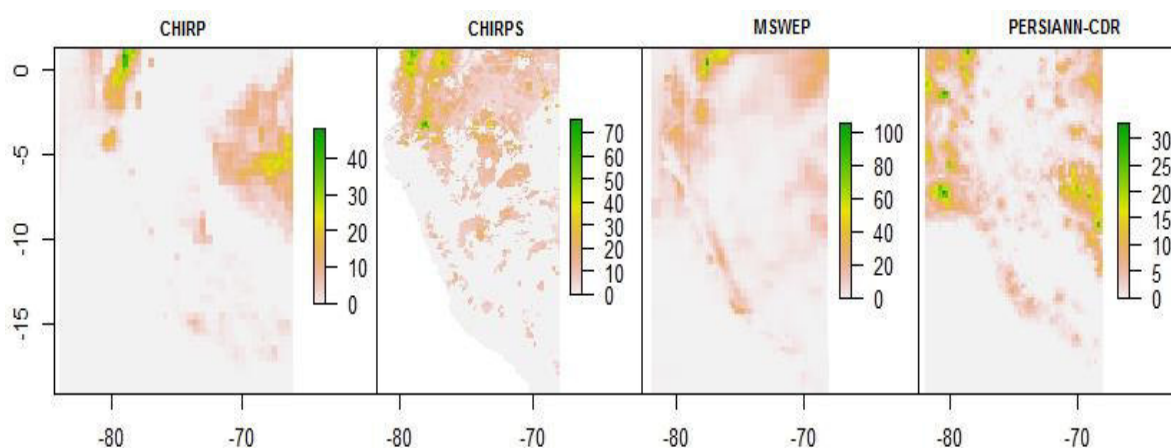


Figura 44. Comparación de precipitación promedio para PES CHIRP, CHIRPS, MSWEP y PERSIANN-CDR para el día 26.03.1983.

En el distrito de Chongoyape, provincia de Chiclayo, una estación registró como máximo valor 163.31 mm para ese día. Por otro lado, PERSIANN-CDR expone un intervalo de 0-30 mm reflejando una representación casi uniforme en la costa norte (10-30 mm); y a lo largo de la costa central y sur (0-10 mm). En contraste, CHIRP y CHIRPS expresan fluctuaciones por debajo de los 10 mm en la costa norte.

4.5.2. Fenómeno del Niño (1998) – 24/01/1998

En este análisis se consideraron los departamentos de Tumbes, Piura, Lambayeque, La Libertad, Áncash, Lima y Cusco, que se convirtieron en los más afectados por la abundante precipitación y las elevadas temperaturas que se presentaron en el periodo del FEN 97-98.

En la tabla 17, se tiene como promedio diario de lo observado 24.79 mm para las zonas evaluadas; superando los valores del año 83, lo que reafirma lo descrito en la metodología.

Según las mediciones, en el desarrollo de este evento PERSIANN-CDR sobreestimó en líneas generales con 11.08 mm, sustentado por un índice de correlación de 0.34 sin alcanzar el satisfactorio y un nivel de predicción superior al de MSWEP.

A pesar de la elevada sobrestimación de CHIRP, su promedio solo significó el 40% de lo observado para esos departamentos, que se refleja en su bajo nivel de correlación que fue inferior a 0.

Tabla 17. Precipitación promedio y estadísticos de comparación por pares aplicados a los productos satelitales y a los datos observados para el día 24.01.1998.

<i>Precipitación</i>	<i>Promedio (mm/día)</i>	<i>PBIAS</i>	<i>MAE</i>	<i>RPEARSON</i>	<i>NSE</i>	<i>PVALUE</i>
OBSERVADO	24.79	-	-	-	-	-
CHIRP	6.13	103.80 (4)	11.93 (3)	-0.06 (4)	-7.67 (4)	0.00 (1)
CHIRPS	6.99	62.50 (4)	11.34 (3)	0.13 (4)	-3.18 (4)	0.00 (1)
MSWEP	5.83	105.20 (4)	10.77 (3)	0.16 (4)	-7.39 (4)	0.00 (1)
PERSIANN-CDR	11.08	48.20 (4)	9.98 (2)	0.34 (4)	-3.45 (4)	0.00 (1)

En la figura 45, los PES presentan picos de precipitación superiores a lo registrado para el FEN 82-83. Según lo observado, se tuvo los máximos niveles con 168.3 mm y 115.2 mm en los distritos de Zarumilla y Matapalo, respectivamente, en la provincia de Zarumilla en Tumbes; y 154.27 mm en el distrito de Marcavelica, provincia de Sullana en Piura. Estas cifras reflejan un ajuste aceptable en la zona norte de la costa para el MSWEP, ya que el rango de los resultados va de 0-200 mm, cuyos máximos se pueden observar a simple vista en la parte septentrional del país. Así también se puede apreciar que los 03 PES no alcanzaron estos valores en sus registros.

A nivel general, los 03 productos presentan una distribución uniforme del agua con un promedio general que varía de 0-30 mm, con máximos de 80 mm en la zona norte de la costa para PERSIANN-CDR; y en parte nororiental para CHIRP y CHIRPS.

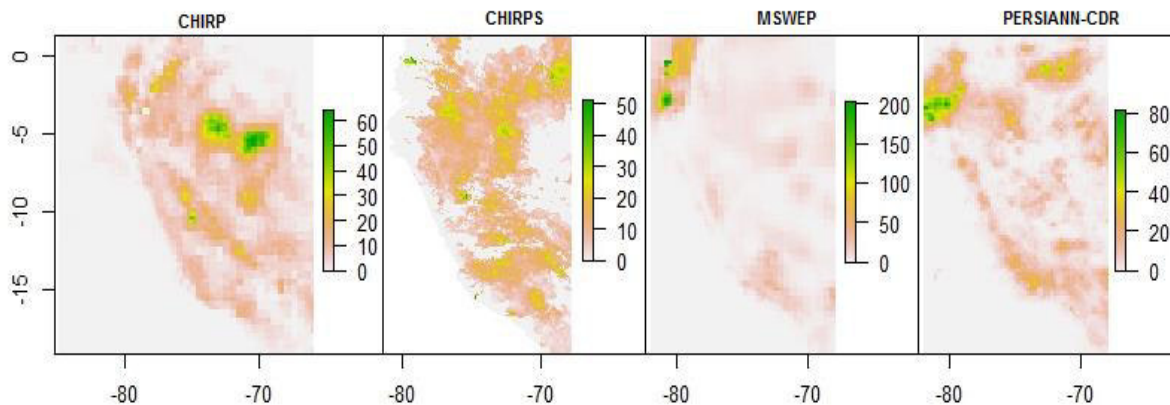


Figura 45. Comparación de precipitación promedio para PES CHIRP, CHIRPS, MSWEP y PERSIANN-CDR para el día 24.01.1998.

4.5.3. Inundación Cusco – 19/02/2010

La inundación que tuvo lugar en el departamento de Cusco a causa del FEN de intensidad débil en el año 2010, estuvo condicionado a la periodicidad de las precipitaciones más que a su intensidad.

En la tabla 18, según los datos observados las precipitaciones estuvieron alrededor de los 23.71 mm en promedio para el día en el que se registró el máximo valor de lluvia.

Los promedios de MSWEP y PERSIANN-CDR nuevamente guardan una mejor correlación que CHIRP y CHIRPS; teniendo un comportamiento de sobrestimación y subestimación, respectivamente, para todo el país durante ese día. Es por ello que se resalta el comportamiento de PERSIANN-CDR sobre MSWEP, ya que el segundo pese a su promedio estaba sobreestimando sin llegar a los niveles que se registraron en el día en mención.

Como se observa para ambos casos, los niveles de precipitación alcanzan los 40 mm en la mayoría de provincias afectadas, lo que se asemeja a la realidad; pero a nivel de predicción el nivel de ajuste es mayor para el MSWEP.

Tabla 18. Precipitación promedio y estadísticos de comparación por pares aplicados a los productos satelitales y a los datos observados para el día 19.02.2010.

<i>Precipitación</i>	<i>Promedio (mm/día)</i>	<i>PBIAS</i>	<i>MAE</i>	<i>RPEARSON</i>	<i>NSE</i>	<i>PVALUE</i>
OBSERVADO	23.71	-	-	-	-	-
CHIRP	8.23	-42.70 (4)	12.71 (3)	-0.05 (4)	-1.04 (4)	0.00 (1)
CHIRPS	16.19	36.10 (4)	6.50 (2)	0.36 (4)	-2.85 (4)	0.01 (2)
MSWEP	26.58	6.80 (1)	7.12 (2)	0.34 (4)	-0.63 (4)	0.60 (4)
PERSIANN-CDR	28.57	-20.90 (4)	8.17 (2)	0.29 (4)	-1.36 (4)	0.02 (3)

En la figura 46, se determina que los niveles de lluvia llegan a sus puntos máximos en la mayor parte de la extensión del departamento del Cusco. A pesar de que los resultados de CHIRP presentan características que se asemejarían a MSWEP y PERSIANN-CDR, al observar los datos en promedio no reflejan lo que se obtuvo en el terreno.

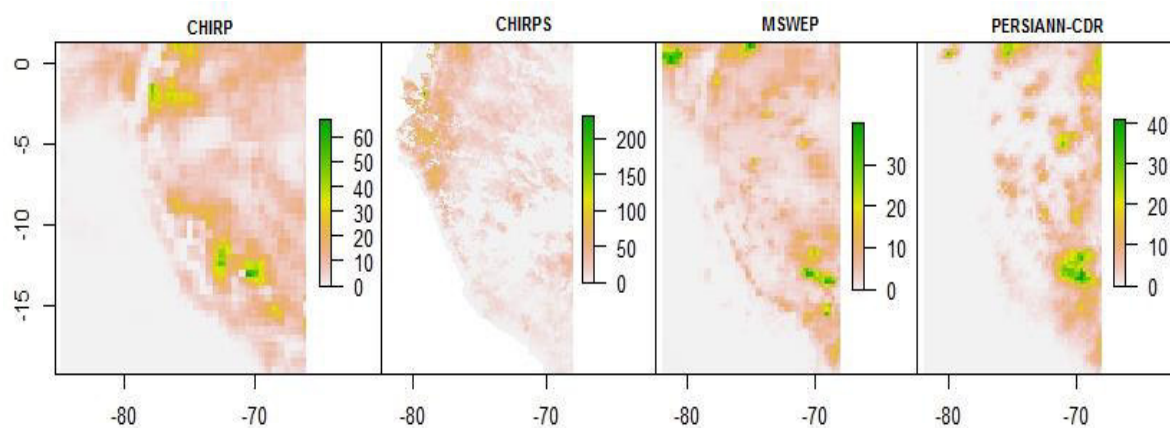


Figura 46. Comparación de precipitación promedio para PES CHIRP, CHIRPS, MSWEP y PERSIANN-CDR para el día 19.02.2010.

4.5.5. Inundación Madre de Dios - 11/02/2012

Por último, durante el FEN débil del 2012, en el departamento de Madre de Dios ocurrieron diversas inundaciones que afectó a sus 03 provincias, pero sobre todo al distrito de Iñapari.

Tabla 19. Precipitación promedio y estadísticos de comparación por pares aplicados a los productos satelitales y a los datos observados para el día 11.02.2012.

<i>Precipitación</i>	<i>Promedio (mm/día)</i>	<i>PBIAS</i>	<i>MAE</i>	<i>RPEARSON</i>	<i>NSE</i>	<i>PVALUE</i>
OBSERVADO	103.25	-	-	-	-	-
CHIRP	9.39	1.80 (1)	15.04 (4)	-0.02 (4)	-1.40 (4)	0.81 (4)
CHIRPS	37.01	22.80 (4)	12.69 (3)	0.14 (4)	-1.85 (4)	0.00 (1)
MSWEP	25.27	31.40 (4)	12.25 (3)	0.11 (4)	-2.08 (4)	0.00 (1)
PERSIANN-CDR	14.62	-7.20 (1)	14.08 (3)	0.03 (4)	-2.42 (4)	0.23 (4)

En la tabla 19, se sintetiza la información de 03 estaciones ubicadas en las provincias Manu y Tambopata siendo el promedio para el día en mención de 103.25 mm, registrado en el distrito de Madre de Dios. Lo que se observa según los promedios es que fue un evento aislado para el cual los PES no lograron acercarse al 25% de lo observado. Para los 04 productos el ajuste de correlación estuvo próximo a 0, lo que puede estar condicionado al escaso número de estaciones que existe en la región de la selva y que no permite una comparación óptima de los valores captados.

Y finalmente, en la figura 47, para los 04 productos se observa que lo registrado para el departamento en ese día el rango está entre 0-40 mm, siendo los máximos de 201.17 mm en el distrito de Manu; y 101.95, en el distrito de Madre de Dios. Ambos puntos se encuentran ubicados en la zona fronteriza con el departamento del Cusco, que según las imágenes muestra niveles más altos de precipitación. Este es el caso de MSWEP cuyas cifras sobrepasan los 120

mm para las provincias limítrofes con Madre de Dios; y en el caso de PERSIANN-CDR que muestra máximos de 80 mm, pero con una mayor distribución espacial que el anterior.

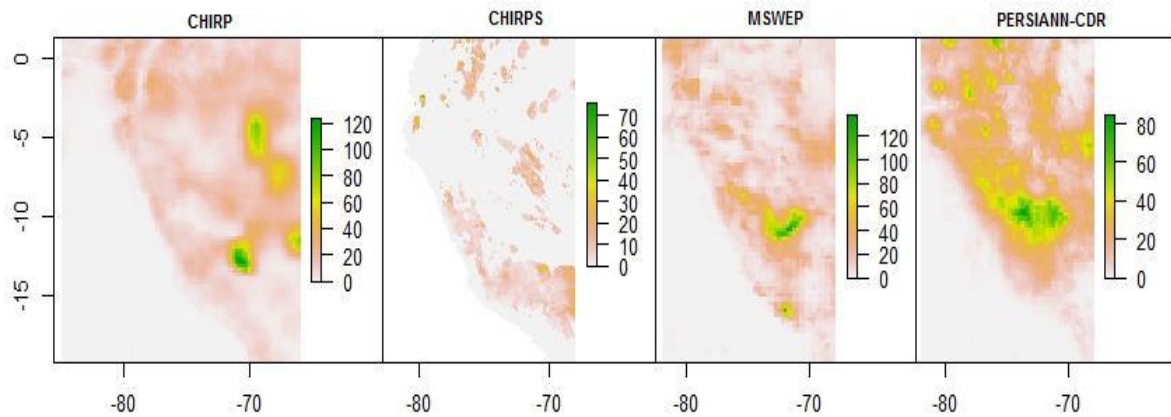


Figura 47. Comparación de precipitación promedio para PES CHIRP, CHIRPS, MSWEP y PERSIANN-CDR para el día 11.02.2012

Conclusiones

El monitoreo y registro de la precipitación en el Perú de forma convencional es limitado debido a factores topográficos, falta de instrumentación y estaciones de medición. Lo existente está centralizado en las principales ciudades de cada departamento, por lo que se plantea el presente estudio como una alternativa sustentada en la evaluación de productos satelitales logrando un grado de eficiencia moderada comparativa con respecto a las estaciones pluviométricas en cada región. En lo que concierne a los resultados obtenidos de la evaluación, se subraya que, de las PES analizadas, CHIRP no alcanza un sesgo de error aceptable en los indicadores propuestos; independientemente del valor óptimo en PVALUE que resulta inconsistente con las cifras de todo el conjunto analizado. Se detalla la consecución de los cuatro objetivos específicos trazados.

Se comprueba que los resultados de la evaluación espacio-temporal de los productos satelitales propuestos, que presenten un grado de eficiencia moderada comparativa, posibilitan la aplicación de la precipitación estimada por satélite en zonas no instrumentalizadas y en futuros proyectos hidrometeorológicos. El nivel de eficiencia moderada de los resultados comparativos obtenidos está manifestado en el 45% con respecto al total de estaciones pluviométricas a nivel diario, 70% a nivel mensual y 65% a nivel anual.

A través del análisis de la distribución espacial se observa el comportamiento de la precipitación estimada por satélite de cada producto sobre diferentes regiones del Perú y se determina que PERSIANN-CDR, MSWEP y CHIRPS son capaces de reproducir el registro histórico de precipitación del territorio. Asimismo, se comprueba que el rendimiento está sujeto a la escala temporal (diaria, mensual, anual) y no es uniforme para cada región. Sobre esto se detalla que a nivel diario MSWEP logró un mejor desempeño en la zona sur y en segundo lugar en el centro del territorio (costa, sierra y selva). A nivel mensual, PERSIANN-CDR superó y destacó prácticamente en todas regiones con un buen rendimiento, exceptuando la selva norte en donde su eficiencia disminuye. En la escala anual, pese a que CHIRPS supera por mínimo solo en el 40% de indicadores, PERSIANN-CDR demostró un desempeño moderado a nivel general para todo el territorio, que contrasta con las deficiencias de CHIRPS.

Por medio de los resultados comparativos obtenidos de los indicadores métricos y probabilísticos propuestos, se evidencia que el grado de eficiencia a nivel local, global y eventos extremos son moderadamente aceptables al simular el valor esperado de precipitación en el territorio. Los estadísticos comparativos y categóricos demuestran que a nivel local mensual PERSIANN-CDR obtiene resultados más eficientes (RPEARSON = 0.89, MAE = 26.83, NSE = 0.65, PBIAS = -34.00, PVALUE = 0.00) en contraste, con la evaluación diaria y anual, en donde se demuestra que, de acuerdo a su ubicación y serie temporal, se puede obtener un resultado favorable para el uso de los valores de precipitación de cada producto satelital.

De las evaluaciones realizadas a cada producto satelital, se obtuvo los grados de eficiencia en cada región del territorio mediante índices métricos y probabilísticos. A partir de la evaluación, se determina que PERSIANN-CDR obtuvo resultados óptimos moderados a nivel global para los estadísticos de comparación (RPEARSON = 0.72, MAE = 39.73, NSE = 0.19, PBIAS = -18.24, PVALUE = 0.10) y estadísticos categóricos (POD = 0.75, FAR = 0.62, TS = 0.33), subrayando que en estos últimos indicadores los valores óptimos se expresan en la región Andina y Amazonía peruana en yuxtaposición a una limitada capacidad en la zona costera con énfasis en la Costa Sur. Sin embargo, la evaluación total de cada análisis propuesto demostró que PERSIANN-CDR posee un grado de eficiencia moderado, concluyendo así que es el producto satelital más preciso para estimar la precipitación en el Perú.

Recomendaciones

A fin de extender el objetivo general del presente estudio, se recomienda profundizar más la investigación y analizar el desempeño de cada producto a un nivel departamental, provincial y sectorial; puesto que el estudio planteado dio una noción general del rendimiento de los productos de PES a nivel nacional, evidenciando así, en qué partes presentaban mejores resultados, de esta manera lo concluido en este estudio servirá como base para futuras investigaciones.

Combinar las estimaciones de precipitación captadas por satélites con estimaciones interpoladas de observaciones terrestres, puesto que se compensarían las inexactitudes de cada enfoque al fusionarse. Esto debido a que los productos de precipitación están sesgados y podrían corregirse con estimaciones terrestres lo que finalmente podría pertenecer a un área de investigación fructífera para los servicios meteorológicos del país.

Indagar sobre la posibilidad generar nuevos productos de PES, a partir del análisis y evaluación planteados en este estudio sobre los datos obtenidos. Asimismo, se puede tomar como referencia el nuevo producto de estimación de precipitación elaborado por el Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología del Perú (SENAMHI), el cual es denominado PISCO (Peruvian Interpolated data of the SENAMHI's Climatological and hydrological Observations).

Los resultados de la investigación, considerando las aplicaciones hidrológicas y en la gestión de recursos hídricos, pueden ser empleados por autoridades responsables de la gestión del territorio en las diferentes regiones del país debido a que se ha demostrado que existe el potencial de beneficiarse de las estimaciones de las PES a diversas escalas temporales a nivel nacional.

Referencias Bibliográficas

- Adam, J., & Lettenmaier, D. (2003). *Adjustment of global gridded precipitation for systematic bias*. USA: Journal of Geophysical Research.
- Adam, J., Clark, E., Lettenmaier, D., & Wood, E. (2006). *Correction of global precipitation products for orographic effects*. US: American Meteorological Society, Journal of Climate.
- Aguilo, M., Aramburu, M., & Blanco, A. (1996). *Guía para la Elaboración de Estudios del Medio Físico*. España: Ministerio de Medio Ambiente, Secretaría General de Medio Ambiente.
- Andrews, D. (2017). *Electromagnetic Radiation*. Norwich, UK: University of East Anglia.
- Ashouri, H., Hsu, K., Sorooshian, S., Braithwaite, D., Knapp, K., Cecil, L., . . . Prat, O. (2015). *PERSIANN-CDR: Daily Precipitation Climate Data Record from Multisatellite Observations for Hydrological and Climate Studies*. US: American Meteorological Society.
- Beck, H., Dijk, A., Levizzani, V., Schellekens, J., Miralles, D., Martens, B., & De Roo, A. (2017). *MSWEP: 3-hourly 0.25° global gridded precipitation (1979–2015) by merging gauge, satellite, and reanalysis data*. Hydrology and Earth System Sciences.
- Beck, H., Vergopolan, N., Pan, M., Levizzani, V., Dijk, A., & Weedon, G. (2017). *Global-scale evaluation of 22 precipitation datasets using gauge observations and hydrological modeling*. US: American Meteorological Society.
- Bi, S., Bi, S., Chen, D., Pan, J., & Wang, J. (2017). *A Double-Smoothing Algorithm for Integrating Satellite Precipitation Products in Areas with Sparsely Distributed In Situ Networks*. ISPRS International Journal of Geo-Information.
- CAF. (2000). *Las lecciones de El Niño. Perú. Memorias del fenómeno El Niño 1997-1998. Retos y propuestas para la región andina*. Recuperado el 20 de octubre de 2018, de <http://scioteca.caf.com/handle/123456789/676>
- Carrillo, C. (1892). *Hidrografía oceánica*. Perú: Boletín de la Sociedad Geográfica de Lima.
- Ceccato, P., & Dinku, T. (2010). *IRI Technical Report 10-04: Introduction to Remote Sensing for Monitoring Rainfall, Temperature, Vegetation and Water Bodies*. US: IRI Technical Report, Earth Institute at Columbia University.
- CENEPRED. (2012). *Escenarios de Riesgos ante la Probabilidad de Ocurrencia del Fenómeno El Niño*. Perú.
- Chow, V., Maidment, D., & Mays, L. (1994). *Hidrología Aplicada*. Colombia: Mc Graw Hill.
- Chuvieco, E. (2008). *Teledetección Ambiental. La observación de la tierra desde el espacio*. España: Ariel ciencia.
- Chuvieco, E., & Huete, A. (2010). *Fundamentals of satellite remote sensing*. US: CRC Press.
- Cotton, W. (1990). *Las tormentas. Edición traducida por Manuel de Castro Muñoz (1999)*. España: Dpto. de Geofísica y Meteorología de la Universidad Complutense de Madrid.
- Dai, A. (2006). *Precipitation Characteristics in Eighteen Coupled Climate Models*. US: Journal of Climate.

- David, H. (1998). *Early sample measures of variability*. Statistical Science. US: Institute of Mathematical Statistics.
- Ebert, E., Janowiak, J., & Kidd, C. (2007). *Comparison of near real time precipitation estimates from satellite observations and numerical models*. Australia: Bureau of Meteorology Research Centre.
- ElMasry, G., & Sun, D. (2010). *Principles of hyperspectral imaging technology. Hyperspectral imaging for food quality analysis and control*. US: Academic Press.
- 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*. US: Scientific Data.
- Garreaud, R., & Muñoz, R. (2004). *The Diurnal Cycle in Circulation and Cloudiness over the Subtropical Southeast*. Chile: Universidad de Chile.
- Garreaud, R., Rutllant, J., & Fuenzalida, H. (2002). *Coastal Lows along the Subtropical West Coast of South America - Mean Structure*. Chile: Department of Geophysics, Universidad de Chile.
- Goodison, B., Louie, P., & Yang, D. (1998). *WMO solid precipitation intercomparison. Instruments and Observing Methods. Report N°67*. World Meteorological Organization.
- Goudenhoofd, E., & Delobbe, L. (2009). *Evaluation of radar-gauge merging methods for quantitative precipitation estimates*. Hydrology and Earth System Sciences.
- Henn, B., Clark, M., Kavetski, D., & Lundquist, J. (2015). *Estimating mountain basin-mean precipitation from streamflow using Bayesian inference*. Water Resources Research.
- Hijmans, R., Cameron, S., Parra, J., Jones, P., & Jarvis, A. (2005). *Very high resolution interpolated climate surfaces for global land areas*. International Journal of Climatology.
- Hobouchian, M., Salio, P., Vila, D., & García, Y. (2016). *Validación de Estimaciones de Precipitación por satélite sobre Sudamérica utilizando una Red de Observaciones de Alta Resolución Espacial*. Research Gate.
- IMARPE. (2000). *Características del ambiente marino frente a la costa peruana*. Perú: Boletín del Instituto del Mar del Perú N° 19.
- INDECI. (2010). *Informe de Emergencia N° 056 26/01/2010/COEN-SINADECI/22:30 Horas (Informe N° 05)*. Perú.
- INDECI. (2012). *Informe de Emergencia N° 214 – 25FEB2012/COEN-INDECI/10:30 Horas (Informe N° 02)*. Perú.
- Irwin, J. (1979). *A theoretical variation of the wind profile power-law exponent as a function of surface roughness and stability*. Atmos. Environ.
- Kidd, C., & Levizzani, V. (2011). *Status of satellite precipitation retrievals*. Hydrology and Earth System Sciences.
- Lavado, C., Sven, W., Silvestre, E., & Pulache, W. (2010). *Extreme rainfall trends around Cusco and its relationship with the oods in January 2010*. Perú: Revista Peruana Geo-Atmosférica RPGA. SENAMHI.

- Legates, D., & McCabe, G. (1999). *Evaluating the use of goodness-of-fit measures in hydrologic and hydroclimatic model validation*. Water Resources Research.
- Li, M., & Shao, Q. (2010). *An improved statistical approach to merge satellite rainfall estimates and raingauge data*. Journal of Hydrology.
- Lillesand, T., & Kiefer, R. (1994). *Remote Sensing and Image Interpretation*. US: John Wiley and Sons.
- López, A. (2013). *Evaluación del Riesgo de Desastre*. Perú: CENEPRED.
- Lujano, E., Felipe, O., Lujano, A., & Quispe, P. (2015). *Validación de la precipitación estimada por satélite TRMM y su aplicación en la modelación hidrológica del río Ramis Puno Perú*. Revista de Investigación Altoandina.
- Mantas, V., Liu, Z., Caro, C., & Pereira, A. (2015). *Validation of TRMM multi-satellite precipitation analysis (TMPA) products in the Peruvian Andes*. Atmospheric Research.
- Manzano, G. (2008). *Principios Físicos de Teledetección*. España: Universidad de Almería.
- Martens, B., Cabus, P., De Jongh, I., & Verhoest, N. (2013). *Merging weather radar observations with ground-based measurements of rainfall using and adaptive multicubic surface fitting algorithm*. Journal of Hydrology.
- Miguélez, F. (2002). *Teledetección de pesquerías y predicción de mareas tóxicas*. España: Netbiblo SL.
- Mohammed, S., Hamouda, M., Mahmoud, M., & Mohamed, M. (2020). *Performance of GPM-IMERG precipitation products under diverse topographical features and multiple-intensity rainfall in an arid region*. Hydrology and Earth System Sciences.
- Musy, A. (2001). *Hydrologie générale*. Suiza: École Polytechnique Fédérale de Lausanne.
- Ochoa, A., Pineda, L., Willems, P., & Crespo, P. (2014). *Evaluation of TRMM 3B42 (TMPA) precipitation estimates and WRF retrospective precipitation simulation over the Pacific-Andean basin into Ecuador and Peru*. Hydrology and Earth System Sciences.
- OMM. (1994). *Guía de prácticas hidrológicas*. Suiza.
- ONU. (1986). *Resolución 41/65 del 3 de Diciembre Aprobada por la Asamblea General durante el 41º Período de Sesiones. Principio I*.
- Perez, C., & Muñoz, A. (2006). *Teledetección. Nociones y Aplicaciones*. España: Universidad de Salamanca.
- Prakash, S., Mitra, A., Rajagopal, E., & Pai, D. (2015). *Assessment of TRMM-based TMPA-3B42 and GSMaP precipitation products over India for the peak southwest monsoon season*. International Journal of Climatology.
- Rasilla, D. (1999). *Viento del Sur y Efecto Föhn en la Cordillera Cantábrica*. España: Ministerio de Fomento.
- Richards, J., & Jia, X. (2006). *Remote Sensing Digital Image Analysis: An Introduction*. Germany: Springer.
- Rodríguez, O., & Arredondo, H. (2005). *Manual para el manejo y procesamiento de imágenes satelitales obtenidas del sensor remoto MODIS de la NASA, aplicado en estudio de ingeniería civil. Trabajo de Grado*. Colombia: Pontificia Universidad Javeriana.
- SENAMHI. (1999). *El Fenómeno El Niño en Revista SENAMHI N°1/1999*. Perú.

- SENAMHI. (2001). *Informe de la variabilidad pluviométrica, a escalas anual y cuatrimestral, en la vertiente peruana del Océano Pacífico*. Perú.
- SENAMHI. (2014). *Estimación de umbrales de precipitaciones extremas para la emisión de avisos meteorológicos. Nota Técnica 001*. Perú: Dirección General de Meteorología.
- SENAMHI. (2015). *Generación de Base de Datos de Precipitación Mensual Grillada de Alta Resolución a nivel nacional 1981-2013*. Perú: Dirección General de Hidrología y Recursos Hídricos.
- SENAMHI. (2015). *Reporte de los avances en gestión del cambio climático 2009 - 2015. Elaborado a partir de información proporcionada por SENAMHI para la Tercera Comunicación Nacional de Cambio Climático*. Perú: Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología.
- Singh, J., Knapp, H., & Demissie, M. (2004). *Hydrologic modeling of the Iroquois River watershed using HSPF and SWAT*. Journal of the American Water Resources Association.
- Sobrino, J. (2000). *Teledetección*. España: Guada Impresiones S.L.
- Stadtmüller, T. (1987). *Los Bosques Nublados en el Trópico Húmedo*. Costa Rica: Universidad de las Naciones Unidas y Centro Agronómico Tropical de Investigación y Enseñanza.
- Sumner, G. (1988). *Precipitation: process and analysis*. UK: Department of Geography. St. David's University College.
- Vaughn, I. (2019). *Landsat 7 (L7) Data Users Handbook*. US: Department of the Interior, USGS, EROS.
- Vicente, G., Davenport, J., & R., S. (2002). *The role of orographic and parallax corrections on real-time high-resolution satellite estimation*. UK: International Journal of Remote Sensing.
- Wilks, D. (2006). *Statistical Methods in the Atmospheric Sciences*. USA: Elsevier.
- Yang, D., Goodison, B., Metcalfe, J., Golubev, V., Bates, R., Pangburn, R., & Hanson, C. (1998). *Accuracy of NWS 80 standard non recording precipitation gauge: results and application of WMO intercomparison*. J. Atmos. Ocean. Tech.
- Zhang, L., Dawes, W., & Walker, G. (2001). *Response of mean annual evapotranspiration to vegetation changes at catchment scale*. Water Resources Research.
- Zubieta, R. (2017). *Estimación de Concentración de Lluvia diaria y Eventos Hidrológicos Extremos en Cuencas Andino-Amazónicas empleando Precipitación basada en Satélites (Tesis Doctoral)*. Perú.

Anexos

Anexo 1. Metodología para la determinación del desempeño general de PES en el Perú

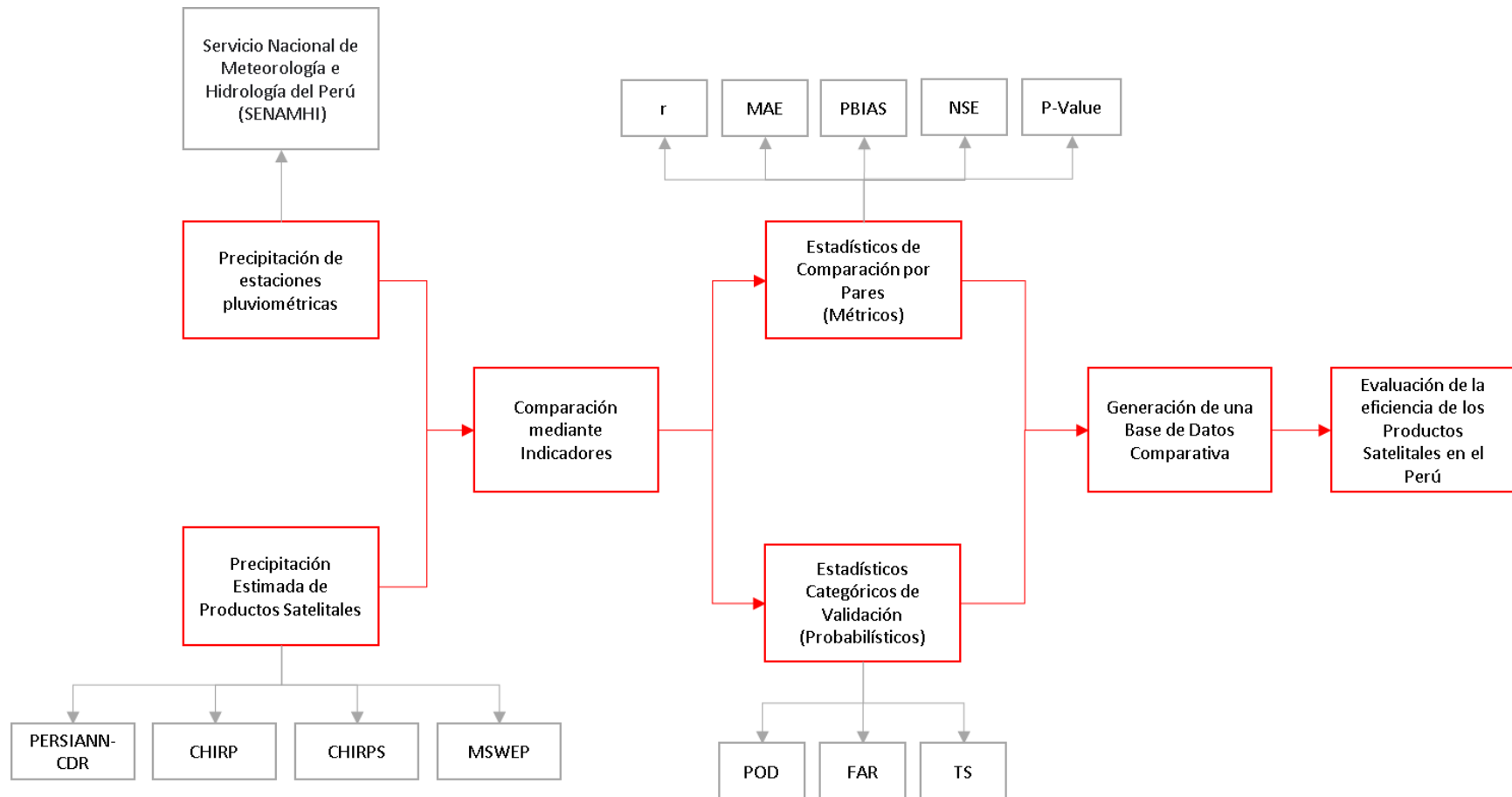


Figura 48. Modelo Conceptual para la Determinación del Desempeño General de PES en el Perú.

Anexo 2. Código en “R” para el Análisis y cruce de Información Recopilada de la PES y Comparada con lo Observado in situ SENAMHI

```
#' @description Este script permite la agrupación de la data recopilada en conjunto con lo observado
#' @details Se utilizaron librerías como uuid, zoo, dplyr, RFigisGeo, xts, sp, raster, tidyverse, entre otros.
```

```
### Instalamos y cargamos las siguientes librerías
### Algunas librerías no se pueden descargar directamente del mismo IDE, así que se deberá instalar mediante la descarga de la misma página
```

```
install.packages(c("uuid","zoo","dplyr","RFigisGeo","xts","sp","raster","tidyverse"))
library("uuid")
library("zoo")
library("dplyr")
library("RFigisGeo")
library("xts")
library("sp")
library("raster")
library("tidyverse")
```

```
### Cargamos la información que hemos descargado de los 4 productos satelitales y lo observado (SEAMHI), que previamente fue aglomerado en el archivo “sat_datos.Rdata”, y comenzamos con la creación de vectores, matrices y listas que nos ayudaran a gestionar de manera optima los datos para su análisis.
```

```
load("D:/Tesis_datos/sat_datos.Rdata")
coord<-sat_obs_df$coord %>% data.frame()
coordinates(coord)<-~x+y
coord$id=1:565
sq <- seq(as.Date("1981-01-01"),as.Date("2016-12-31"),"day") #length(sq)
sq1 <- seq(as.Date("1983-01-01"),as.Date("2015-12-31"),"day") #length(sq)
sqM <- seq(as.Date("1983-01-01"),as.Date("2015-12-31"),"month") #length(sq)
```

```
### Agrupación de la data por los periodos que serán analizados
### Diario
```

```
obs_df_daily <- sat_obs_df$obs[sq %in% sq1,]
perssian_df_daily <- sat_obs_df$perssian
chirp_df_daily <- sat_obs_df$chirp
mswep_df_daily <- sat_obs_df$mswep
```

```
### Mensual
```

```
obs_df_monthly <- obs_df_daily %>% mutate(date=substr(sq1,1,7)) %>% group_by(date)
%>% summarise_each(funs(sum(.,na.rm=T))) %>% dplyr::select(-date)
```

```

perssian_df_monthly <- perssian_df_daily %>% mutate(date=substr(sq1,1,7)) %>%
group_by(date) %>% summarise_each(funs(sum(.,na.rm=T))) %>% dplyr::select(-date)
chirp_df_monthly <- chirp_df_daily %>% mutate(date=substr(sq1,1,7)) %>% group_by(date)
%>% summarise_each(funs(sum(.,na.rm=T))) %>% dplyr::select(-date)
mswep_df_monthly <- mswep_df_daily %>% mutate(date=substr(sq1,1,7)) %>%
group_by(date) %>% summarise_each(funs(sum(.,na.rm=T))) %>% dplyr::select(-date)

```

Anual

```

obs_df_year <- obs_df_monthly %>% mutate(date=substr(sqM,1,4)) %>% group_by(date)
%>% summarise_each(funs(sum(.,na.rm=T))) %>% dplyr::select(-date)
perssian_df_year <- perssian_df_monthly %>% mutate(date=substr(sqM,1,7)) %>%
group_by(date) %>% summarise_each(funs(sum(.,na.rm=T))) %>% dplyr::select(-date)
chirp_df_year <- chirp_df_monthly %>% mutate(date=substr(sqM,1,7)) %>% group_by(date)
%>% summarise_each(funs(sum(.,na.rm=T))) %>% dplyr::select(-date)
mswep_df_year <- mswep_df_monthly %>% mutate(date=substr(sqM,1,7)) %>%
group_by(date) %>% summarise_each(funs(sum(.,na.rm=T))) %>% dplyr::select(-date)

```

Mediante un archivo shapefile (.shp) que contiene los departamentos de todo el Perú, intersectaremos los departamentos involucrados en los eventos extremos; que a su vez serán intersectados con los días que sucedieron los fenómenos almacenados en evt1, evt2, evt3 y evt4

```
shp<-shapefile("C:/Users/Fonifacio/Desktop/LZ/depart.shp")
```

```

shp1<-shp[shp$NOMBDEP %in% c("TUMBES","PIURA","LAMBAYEQUE","LA
LIBERTAD","ANCASH"),]
shp2<-shp[shp$NOMBDEP %in% c("CUSCO"),]
shp3<-shp[shp$NOMBDEP %in% c("AMAZONAS","SAN MARTIN","MADRE DE
DIOS","UCAYALI","LORETO","CUSCO"),]
projection(coord)<-projection(shp1)

```

```

int1 <- RFigisGeo::intersection(coord,shp1[2])
int1st <- int1$id
int2 <- RFigisGeo::intersection(coord,shp2[2])
int2st <- int2$id
int3 <- RFigisGeo::intersection(coord,shp3[2])
int3st <- int3$id

```

```

evt1<-which(sq1 %in% sq1[sq1 %in% (as.Date("1983-03-26")-5):(as.Date("1983-03-
26")+5)])
evt2<-which(sq1 %in% sq1[sq1 %in% (as.Date("1998-01-24")-5):(as.Date("1998-01-
24")+5)])
evt3<-which(sq1 %in% sq1[sq1 %in% (as.Date("2010-02-19")-5):(as.Date("2010-02-
19")+5)])
evt4<-which(sq1 %in% sq1[sq1 %in% (as.Date("2012-02-11")-5):(as.Date("2012-02-
11")+5)])

```

Agruparemos la data de los eventos extremos de cada producto satelital y de lo observado, guardándolo en listas, las cuales contendrán la data (precipitación) del día en que ocurrieron los eventos extremos.

Eventos extremos – Data Observada

```
ev1pp<-obs_df_daily[evt1,]  
ev2pp<-obs_df_daily[evt2,]  
ev3pp<-obs_df_daily[evt3,]  
ev4pp<-obs_df_daily[evt4,]
```

```
evento1_obs<-ev1pp[,int1st] #Fenomeno del Niño 83  
evento2_obs<-ev2pp[,int1st] #Fenomeno del Niño 98  
evento3_obs<-ev3pp[,int2st]  
evento4_obs<-ev4pp[,int3st]
```

Eventos extremos – Data PERSSIAN - CDR

```
ev1pp<-perssian_df_daily[evt1,]  
ev2pp<-perssian_df_daily[evt2,]  
ev3pp<-perssian_df_daily[evt3,]  
ev4pp<-perssian_df_daily[evt4,]
```

```
evento1_perssian<-ev1pp[,int1st] #Fenomeno del Niño 83  
evento2_perssian<-ev2pp[,int1st] #Fenomeno del Niño 98  
evento3_perssian<-ev3pp[,int2st]  
evento4_perssian<-ev4pp[,int3st]
```

Eventos extremos – CHIRP

```
ev1pp<-chirp_df_daily[evt1,]  
ev2pp<-chirp_df_daily[evt2,]  
ev3pp<-chirp_df_daily[evt3,]  
ev4pp<-chirp_df_daily[evt4,]
```

```
evento1_chirp<-ev1pp[,int1st] #Fenomeno del Niño 83  
evento2_chirp<-ev2pp[,int1st] #Fenomeno del Niño 98  
evento3_chirp<-ev3pp[,int2st]  
evento4_chirp<-ev4pp[,int3st]
```

Eventos extremos – MSWEP

```
ev1pp<-mswep_df_daily[evt1,]  
ev2pp<-mswep_df_daily[evt2,]  
ev3pp<-mswep_df_daily[evt3,]  
ev4pp<-mswep_df_daily[evt4,]
```

```
evento1_mswep<-ev1pp[,int1st] #Fenomeno del Niño 83  
evento2_mswep<-ev2pp[,int1st] #Fenomeno del Niño 98
```

```
evento3_mswep<-ev3pp[,int2st]
evento4_mswep<-ev4pp[,int3st]
```

Agrupación y declaración en listas de la data diaria, mensual, anual y eventos extremos gestionada.

```
listdaily=list(obs=obs_df_daily,
  perssian=perssian_df_daily,
  chirp=chirp_df_daily,
  mswepm=mswep_df_daily)
```

```
listmonthly=list(obs=obs_df_monthly,
  perssian=perssian_df_monthly,
  chirp=chirp_df_monthly,
  mswepm=mswep_df_monthly)
```

```
listyearly=list(obs=obs_df_year,
  perssian=perssian_df_year,
  chirp=chirp_df_year,
  mswepm=mswep_df_year)
```

```
listevt1=list(obs=evento1_obs,
  perssian=evento1_perssian,
  chirp=evento1_chirp,
  mswep=evento1_mswep
  )
```

```
listevt2=list(obs=evento2_obs,
  perssian=evento2_perssian,
  chirp=evento2_chirp,
  mswep=evento2_mswep
  )
```

```
listevt3=list(obs=evento3_obs,
  perssian=evento3_perssian,
  chirp=evento3_chirp,
  mswep=evento3_mswep)
```

```
listevt4=list(obs=evento4_obs,
  perssian=evento4_perssian,
  chirp=evento4_chirp,
  mswep=evento4_mswep)
```

```
coord=list(all=coord,event1_2=int1,event3=int2,event4=int3)
```

```
dataFinalCristian<-
```

```
list(daily=listdaily,monthly=listmonthly,yearly=listyearly,event1=listevt1,event2=listevt2,event3=listevt3,event4=listevt4,coord=coord)
```

```
save(dataFinalCristian,file = "C:/Users/Fonifacio/Desktop/tesis cristian.Rdata")
```


Se crearán funciones para poder analizar los estadísticos categóricos de validación
Funciones

```
stats_C<-function(obs,pred,thr=1){  
  dff<-na.omit(data.frame(obs,pred))  
  A=sum(dff[[1]]>=thr & dff[[2]]>=thr)  
  B=sum(dff[[1]]<thr & dff[[2]]>=thr)  
  C=sum(dff[[1]]>=thr & dff[[2]]<thr)  
  D=sum(dff[[1]]<thr & dff[[2]]<thr)  
  POD=A/(A+C)  
  FAR=B/(A+B)  
  TS=A/(A+B+C)  
  c(POD=POD,FAR=FAR,TS=TS)  
}
```

```
pvalue_tbl<-function(mtxobs,mtxpred){  
  stat1<-lapply(1:dim(mtxobs)[2],function(i){  
    xx=try(t.test(mtxobs[[i]],mtxpred[[i]])$p.value)  
    if(class(xx)=="try-error") xx=NA  
    else t.test(mtxobs[[i]],mtxpred[[i]])$p.value  
  })  
  stat1<-do.call("c",stat1)  
}
```

```
stats_C_tbl<-function(mtxobs,mtxpred,thr=1){  
  stat1<-lapply(1:dim(mtxobs)[2],function(i) stats_C(mtxobs[[i]],mtxpred[[i]],thr))  
  stat1<-do.call(cbind,stat1) %>% tbl_df  
  stat1  
}
```

```
stats_N_tbl<-function(mtxobs,mtxpred){  
  est1<-pbias(mtxobs,mtxpred)  
  est2<-mae(mtxobs,mtxpred)  
  est3<-rPearson(mtxobs,mtxpred)  
  est4<-NSE(mtxobs,mtxpred)  
  est5<-pvalue_tbl(mtxobs,mtxpred)  
  data.frame(pbias=est1,mae=est2,rPearson=est3,NSE=est4,pvalue=est5)  
}
```

```
stats_C75<-function(obs,pred,thr=1,perc=0.75){  
  cond1<-obs>thr  
  obs<-obs[cond1]  
  cond2<-obs>quantile(obs,probs=perc)  
  obs<-obs[cond2]  
  pred<-pred[cond1]  
  pred<-pred[cond2]  
  dfF<-na.omit(data.frame(obs,pred))  
  stats_C(obs = dfF[1],pred = dfF[2])[1]  
}
```

```

stats_C75_tbl<-function(mtxobs,mtxpred,thr=1,perc=0.75){
  do.call("c",lapply(1:dim(mtxobs)[2],function(i)
stats_C75(mtxobs[[i]],mtxpred[[i]],thr,perc)))
}

rPearson <-function(sim, obs, ...) UseMethod("rPearson")

rPearson.default <- function(sim, obs,...) {

  if ( is.na(match(class(sim), c("integer", "numeric", "ts", "zoo"))) |
      is.na(match(class(obs), c("integer", "numeric", "ts", "zoo")))
  ) stop("Invalid argument type: 'sim' & 'obs' have to be of class: c('integer', 'numeric', 'ts',
'zoo')")

  rPearson <- cor(sim, obs, method="pearson", use="pairwise.complete.obs")
  # if 'sim' and 'obs' were matrixs or data.frame, then the correlation
  # between observed and simulated values for each variable is given by the diagonal of
'r.Pearson'

  #if ( is.matrix(r.Pearson) | is.data.frame(r.Pearson) ) {
  #r.Pearson    <- diag(r.Pearson)
  #}
  return(rPearson)

} # 'rPearson.default' end

rPearson.matrix <- function (sim, obs, na.rm=TRUE, ...){
  rPearson <- rep(NA, ncol(obs))
  rPearson <- sapply(1:ncol(obs), function(i,x,y) {
    rPearson[i] <- rPearson.default( x[,i], y[,i], na.rm=na.rm, ... )
  }, x=sim, y=obs )

  return(rPearson)

} # 'rPearson.matrix' END

rPearson.data.frame <- function (sim, obs, na.rm=TRUE, ...){
  sim <- as.matrix(sim)
  obs <- as.matrix(obs)

  rPearson.matrix(sim, obs, na.rm=na.rm, ...)
} # 'rPearson.data.frame' END

```

```

#### Este código es solo una adaptación del creado por Mauricio Zambrano-
Bigiarini#####
#### Started: 22-Mar-2013 #####
#### Updates: 17-Jul-2016 #####
#####

```

```

rPearson.zoo <- function(sim, obs, na.rm=TRUE, ...){

  sim <- zoo::coredata(sim)
  if (is.zoo(obs)) obs <- zoo::coredata(obs)

  if (is.matrix(sim) | is.data.frame(sim)) {
    rPearson.matrix(sim, obs, na.rm=na.rm, ...)
  } else NextMethod(sim, obs, na.rm=na.rm, ...)

} # 'rPearson.zoo' end

.rPearson <-function(sim, obs, ...) UseMethod("rPearson")

```

A partir de las funciones ya descritas, comenzamos a genera vectores y listas que ayudaran al análisis planteado en la tesis, en conjunto con las funciones creadas líneas atrás.

Análisis a Nivel Diario

Recordamos que, en este análisis, hubo datos que cayeron errados o en mal posicionamiento, por ende, para el análisis separaremos estos errores para que no correr data sin depurar.

```

chirp<-dataFinalCristian$daily$chirp
positionbad<-which(is.na(apply(chirp,2,sum)))

obs<-dataFinalCristian$daily$obs[-positionbad]
perssian<-dataFinalCristian$daily$perssian[-positionbad]
chirp<-dataFinalCristian$daily$chirp[-positionbad]
chirps<-dataFinalCristian$daily$chirps[-positionbad]
mswepm<-dataFinalCristian$daily$mswepm[-positionbad]

```

Resultados del Análisis Global Diario, en donde hemos utilizado la función traspuesta para los datos.

```

t_obs<-t(obs) %>% tbl_df
t_perssian<-t(perssian) %>% tbl_df
t_chirp<-t(chirp) %>% tbl_df
t_chirps<-t(chirps) %>% tbl_df
t_mswepm<-t(mswepm) %>% tbl_df

gf_perssian<-stats_N_tbl(mtxobs = t_obs,mtxpred = t_perssian)
gf_chirp<-stats_N_tbl(mtxobs = t_obs,mtxpred = t_chirp)
gf_chirps<-stats_N_tbl(mtxobs = t_obs,mtxpred = t_chirps)
gf_mswepm<-stats_N_tbl(mtxobs = t_obs,mtxpred = t_mswepm)

```

Resultados del Análisis Local Diario

```
gf_perssian_s <- stats_N_tbl(mtxobs = obs,mtxpred = perssian)
gf_chirp_s <- stats_N_tbl(mtxobs = obs,mtxpred = chirp)
gf_chirps_s <- stats_N_tbl(mtxobs = obs,mtxpred = chirps)
gf_mswepm_s <- stats_N_tbl(mtxobs = obs,mtxpred = mswepm)
```

Resultados de los estadísticos categóricos de validación

```
gf_perssian_s_C<-stats_C_tbl(obs,perssian,thr=1)
gf_chirp_s_C<-stats_C_tbl(obs,chirp,thr=1)
gf_chirps_s_C<-stats_C_tbl(obs,chirps,thr=1)
gf_mswepm_s_C<-stats_C_tbl(obs,mswepm,thr=1)
```

Resultados de la data de precipitación de los eventos extremos

```
POD_perssian<-stats_C75_tbl(obs,perssian,perc = 0.75,thr = 1)
POD_chirp<-stats_C75_tbl(obs,chirp)
POD_chirps<-stats_C75_tbl(obs,chirps)
POD_mswepm<-stats_C75_tbl(obs,mswepm)
```

A partir de estos resultados se exportaron tablas y archivos shapefile (.shp) para la
###representación de lo visualizado en la discusión de resultados; De igual forma se ejecutó
###y declaro el análisis a nivel mensual y anual, en los cuales se aplicaron las mismas funciones
###descritas líneas arriba.

```
obs<-dataFinalCristian$monthly$obs
perssian<-dataFinalCristian$monthly$perssian
chirp<-dataFinalCristian$monthly$chirp
chirps<-dataFinalCristian$monthly$chirps
mswepm<-dataFinalCristian$monthly$mswepm
```

```
obs<-dataFinalCristian$yearly$obs
perssian<-dataFinalCristian$yearly$perssian
chirp<-dataFinalCristian$yearly$chirp
chirps<-dataFinalCristian$yearly$chirps
mswepm<-dataFinalCristian$yearly$mswepm
```

Anexo 3. Información meteorológica del Perú

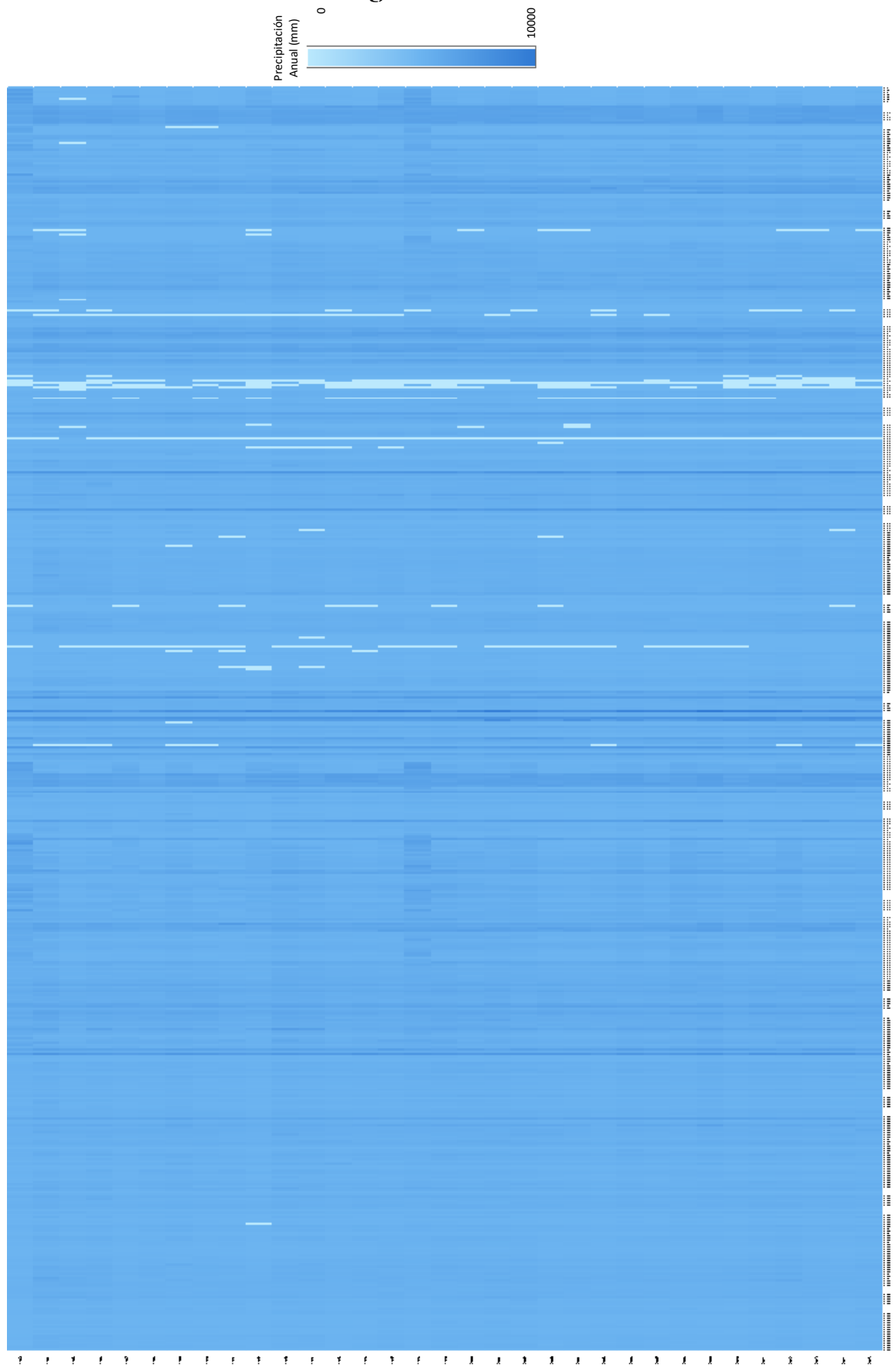


Figura 49. Registro de Estaciones de Precipitación de la Red Nacional Peruana.

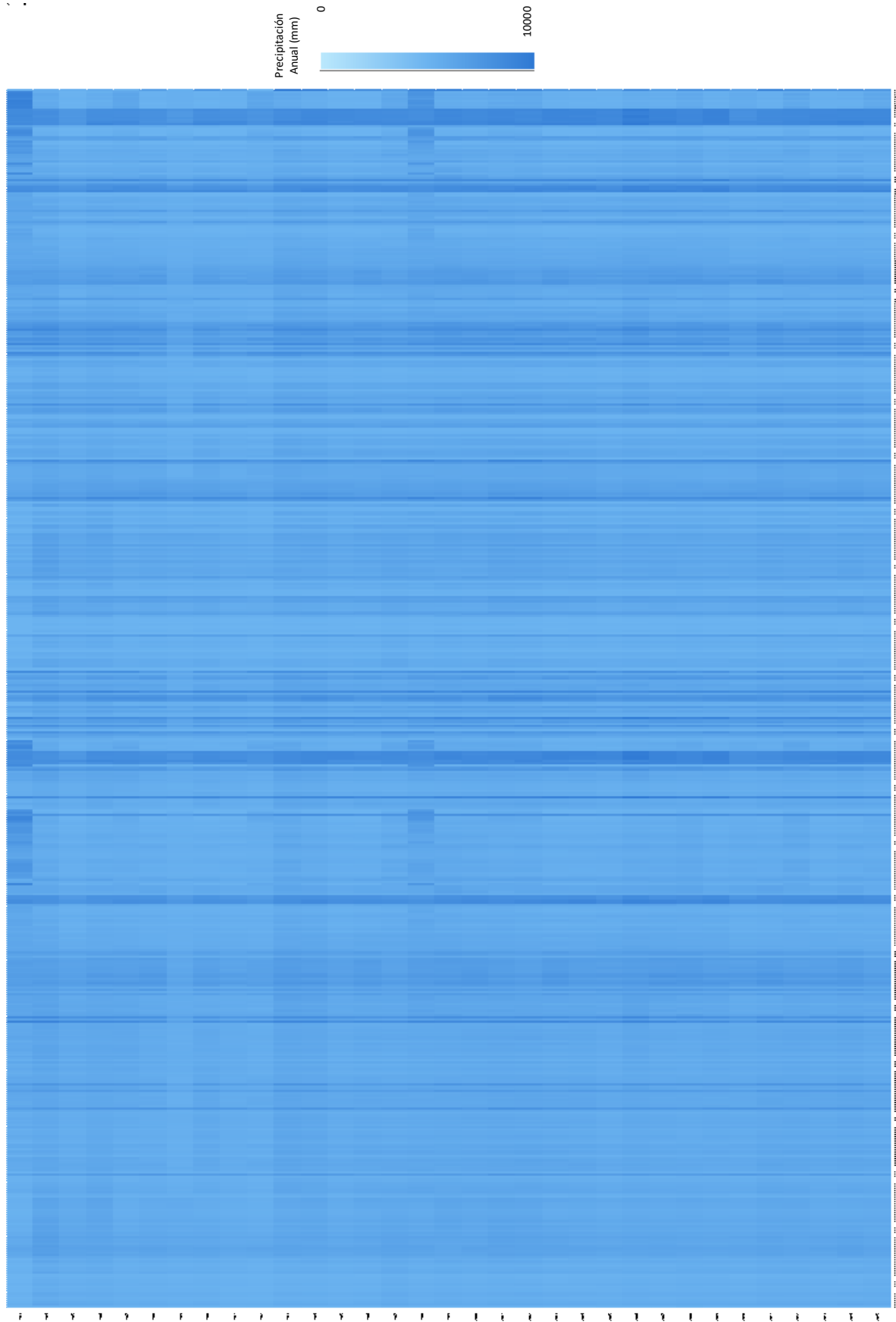


Figura 50. Registro de PERSIANN-CDR de Precipitación.

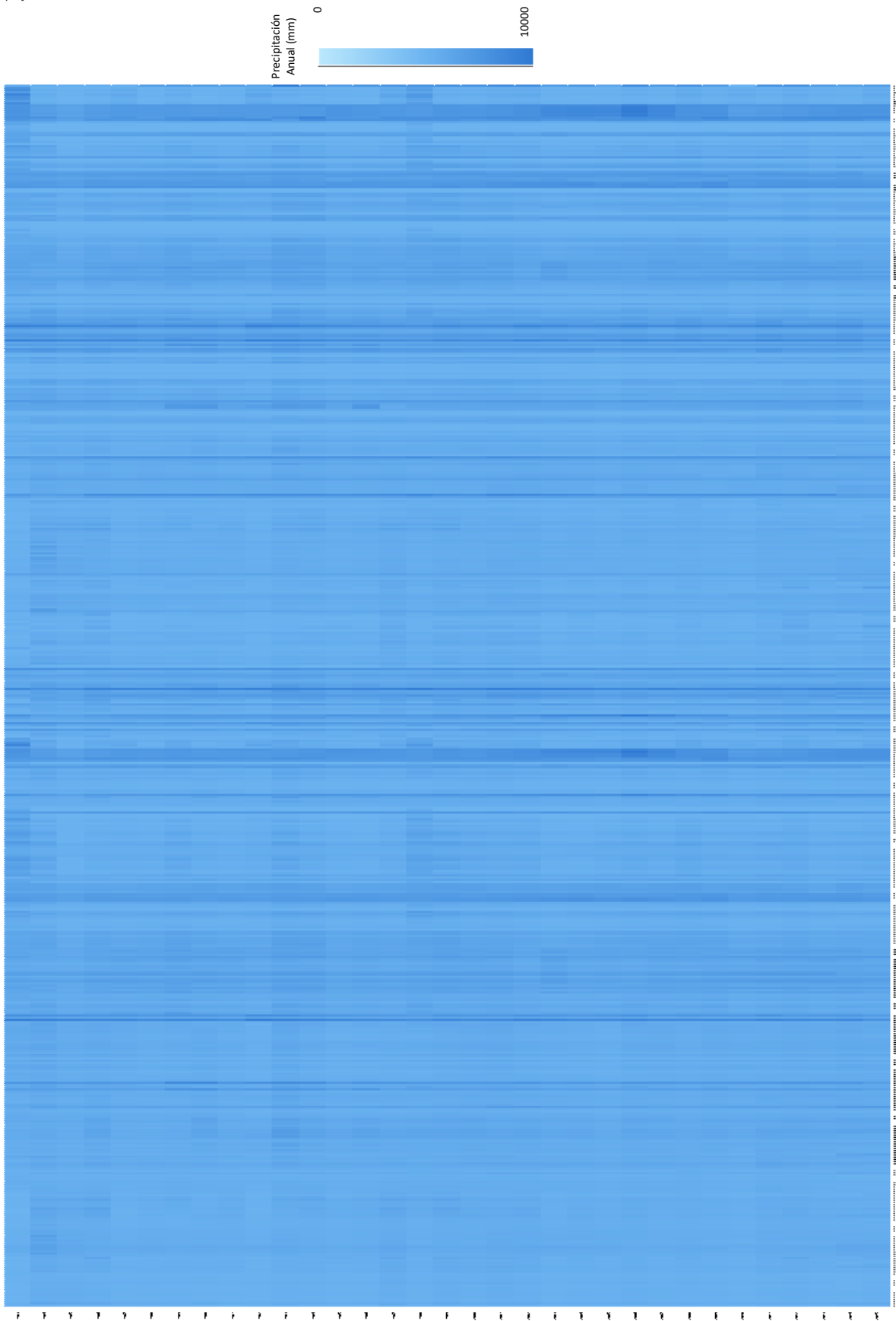


Figura 51. Registro de MSWEP de Precipitación.

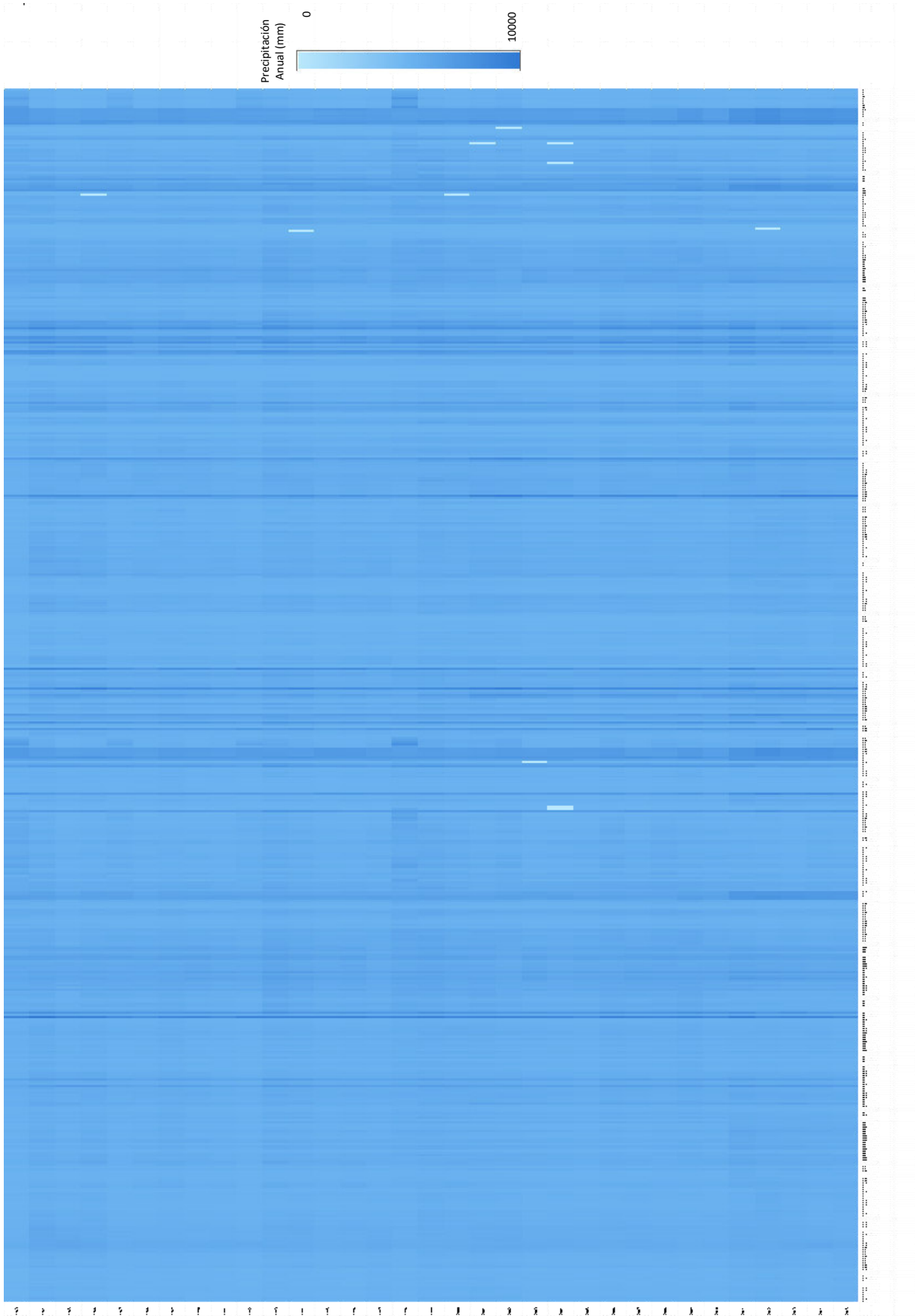


Figura 52. Registro de CHIRPS de Precipitación.

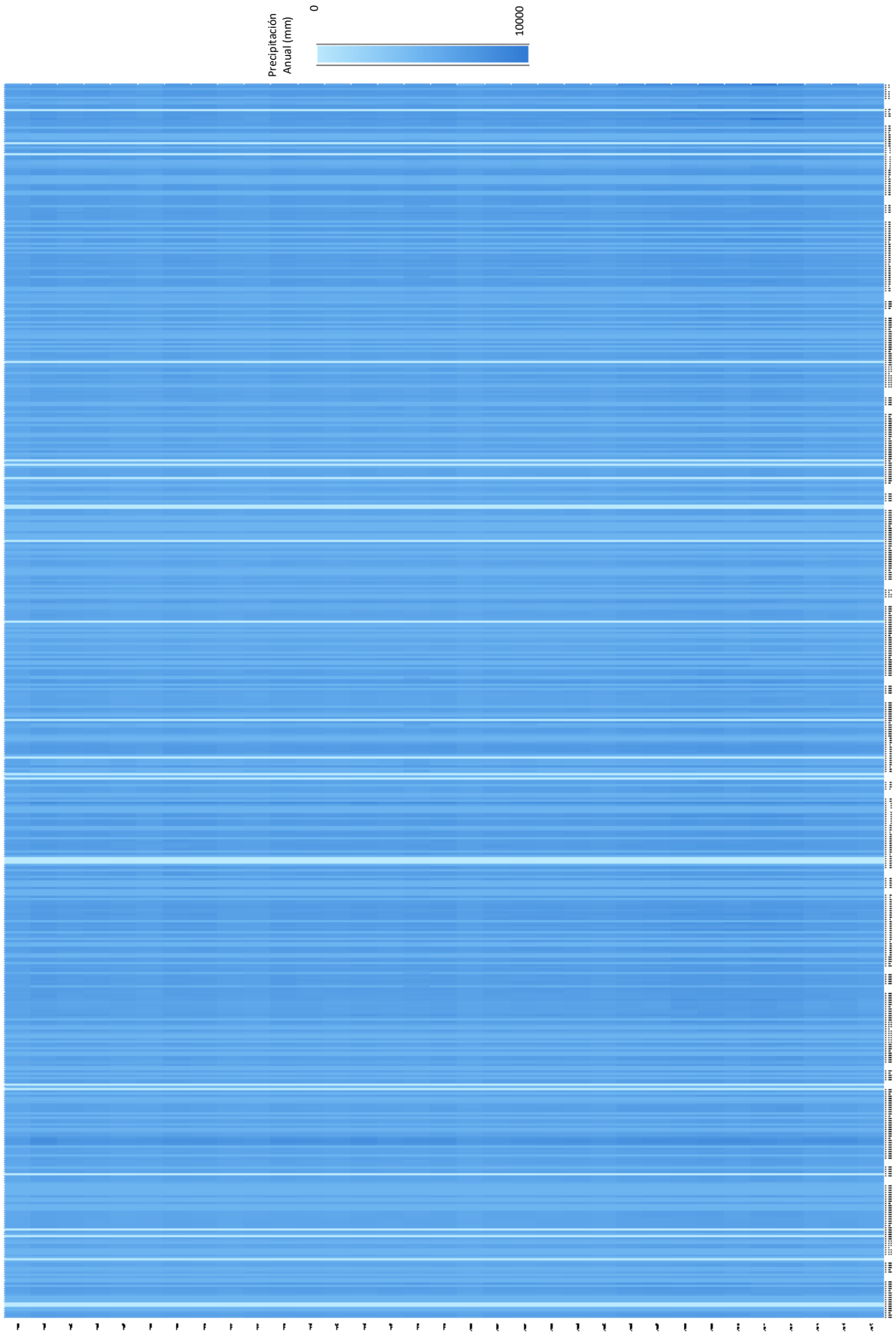


Figura 53. Registro de CHIRP de Precipitación.

Anexo 4. Análisis global anual de precipitación

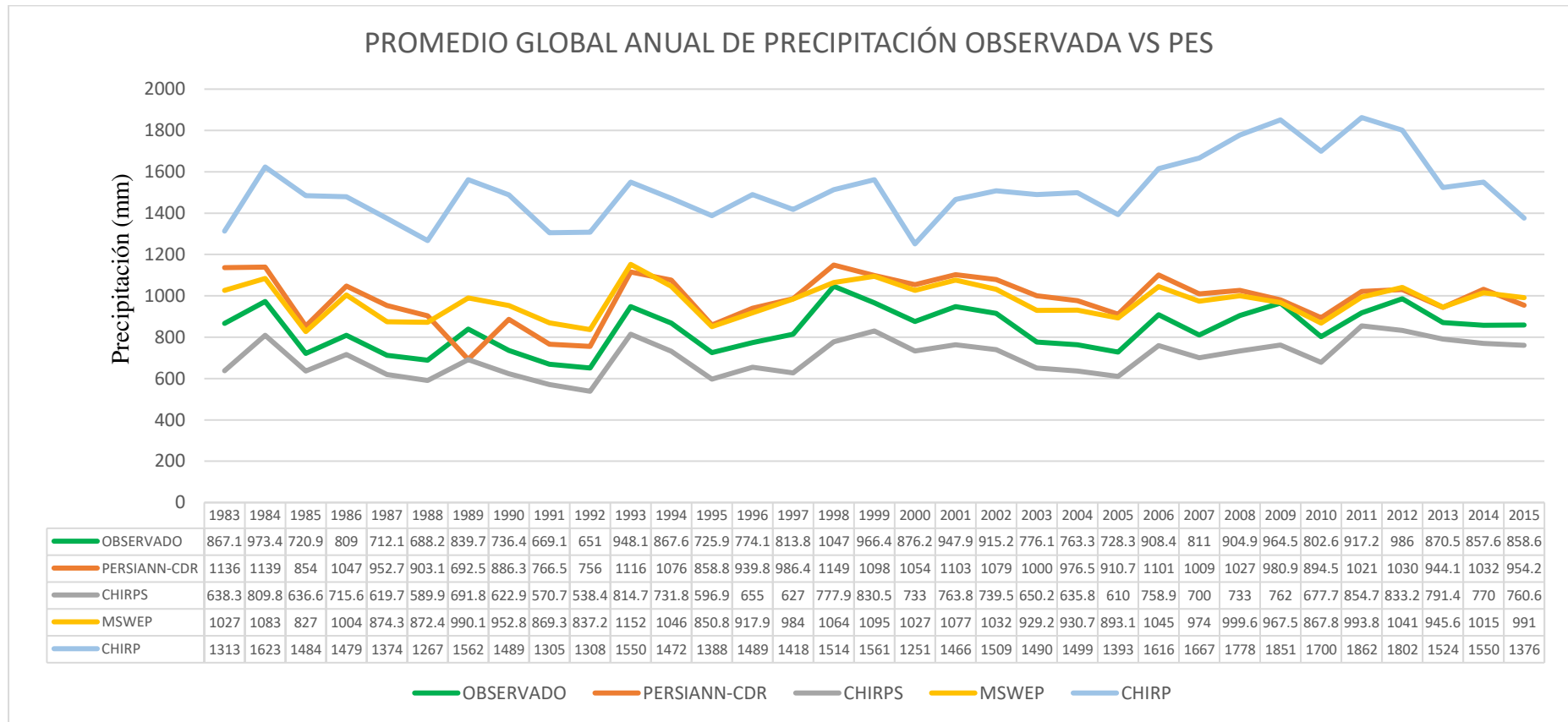


Figura 54. Promedio Global Anual de Precipitación Observada vs PES.

Anexo 5. Resultado de evaluación local de desempeño de PES

PERSIANN-CDR

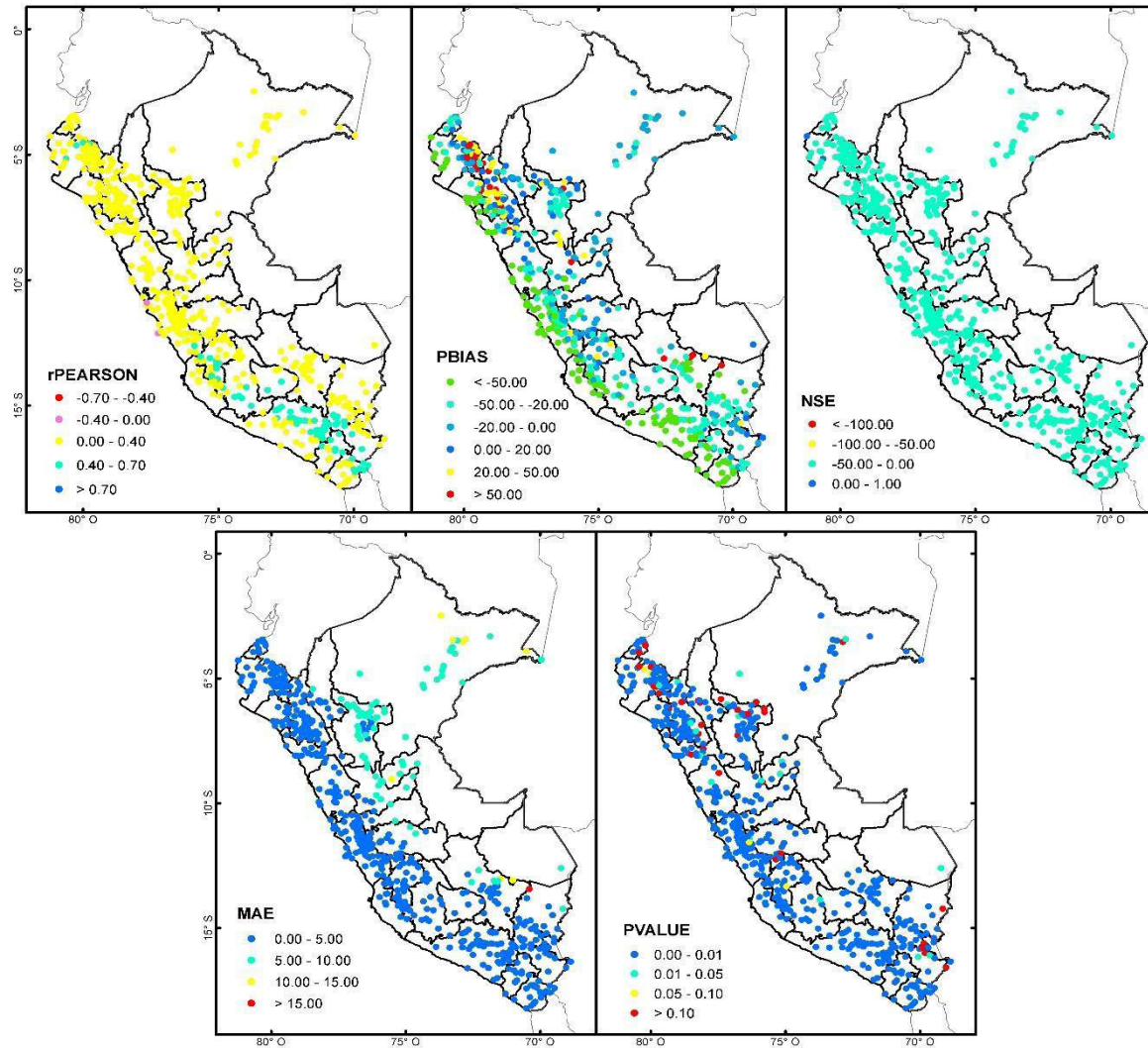


Figura 55. Estadísticos de comparación por pares aplicados al producto satelital PERSIANN-CDR a nivel local en una serie temporal diaria (1983-2015).

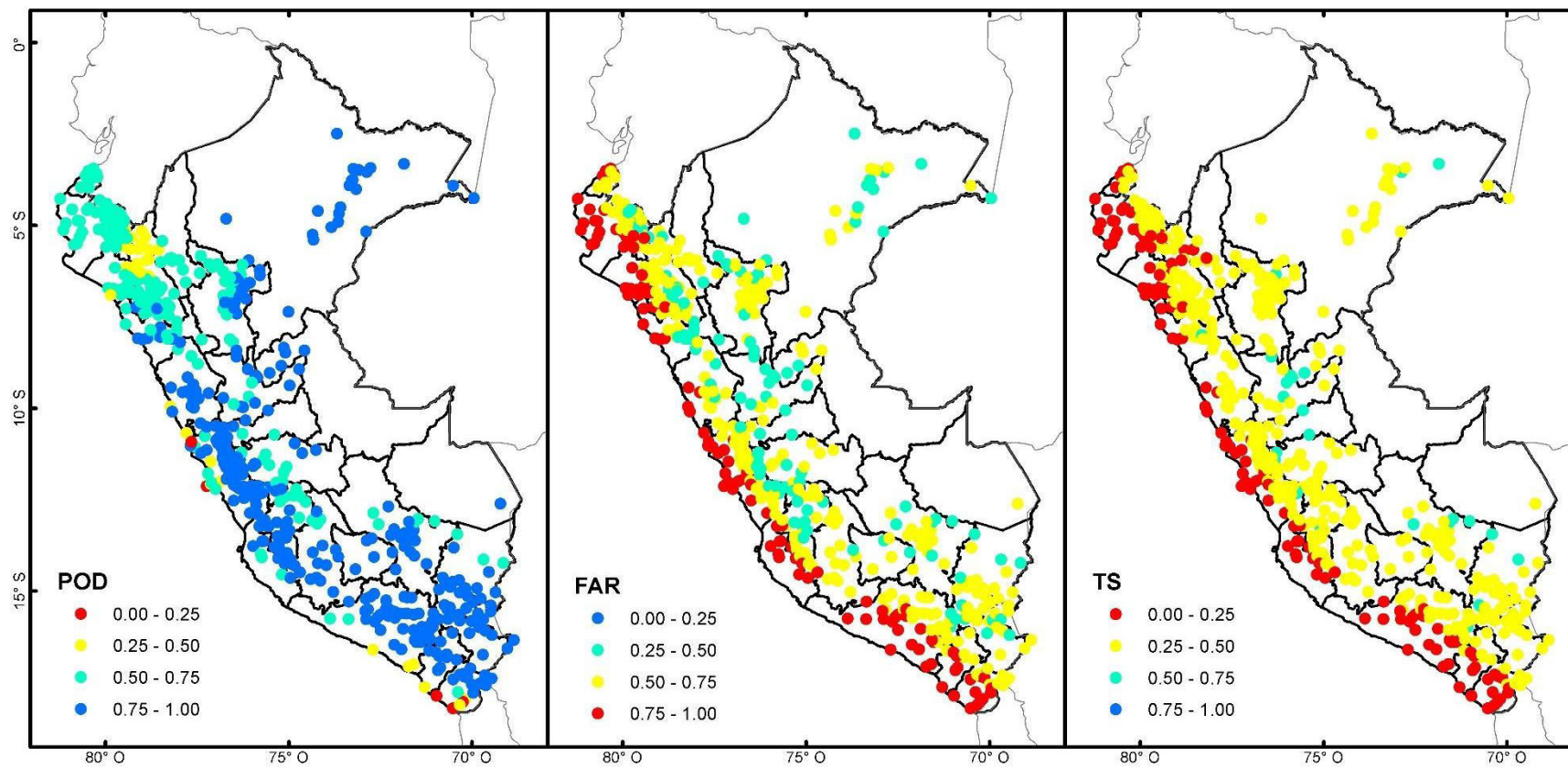


Figura 56. Estadísticos categóricos aplicados al producto satelital PERSIANN-CDR a nivel local en una serie temporal diaria (1983-2015).

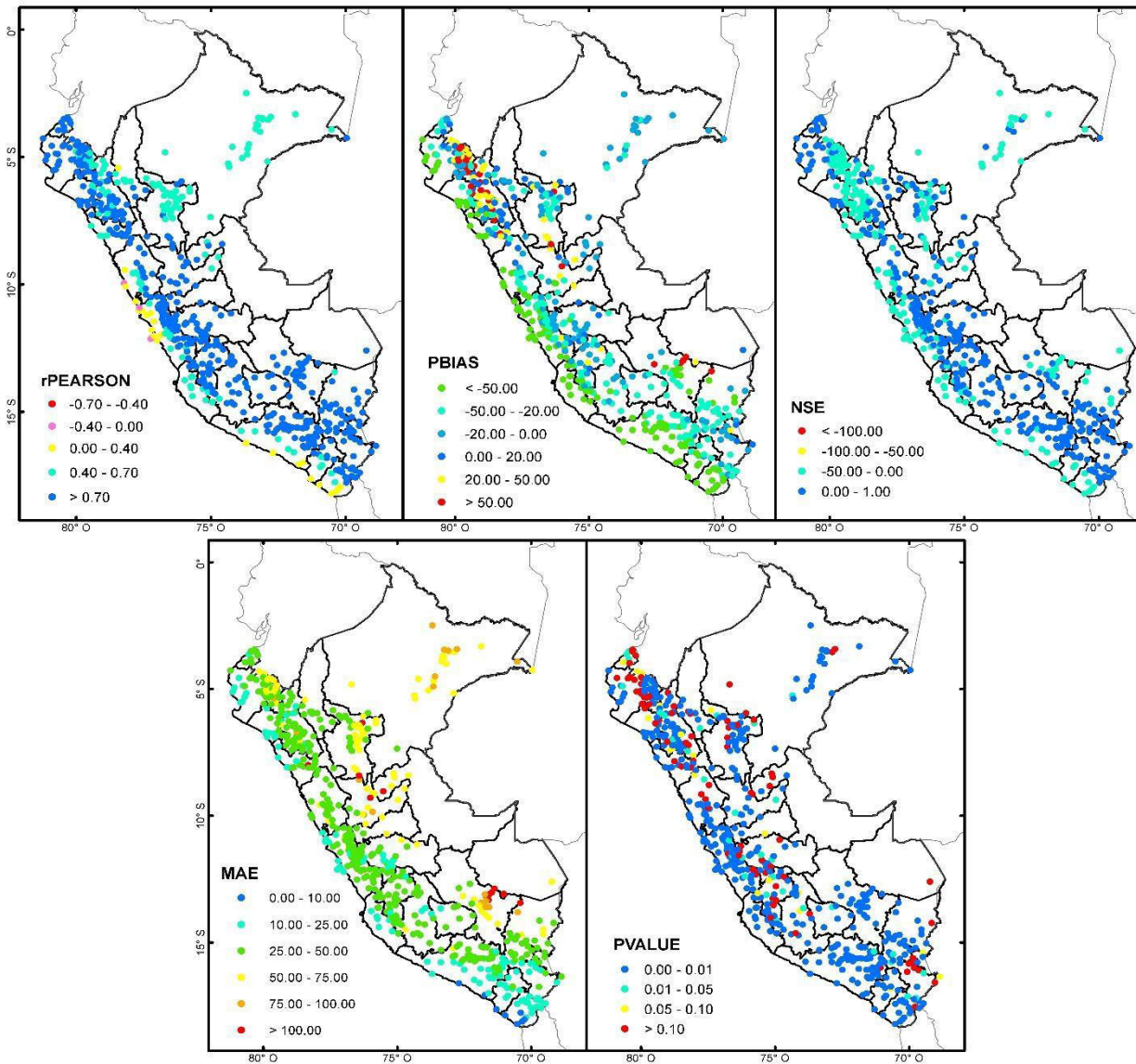


Figura 57. Estadísticos de comparación por pares aplicados al producto satelital PERSIANN-CDR a nivel local en una serie temporal mensual (1983-2015).

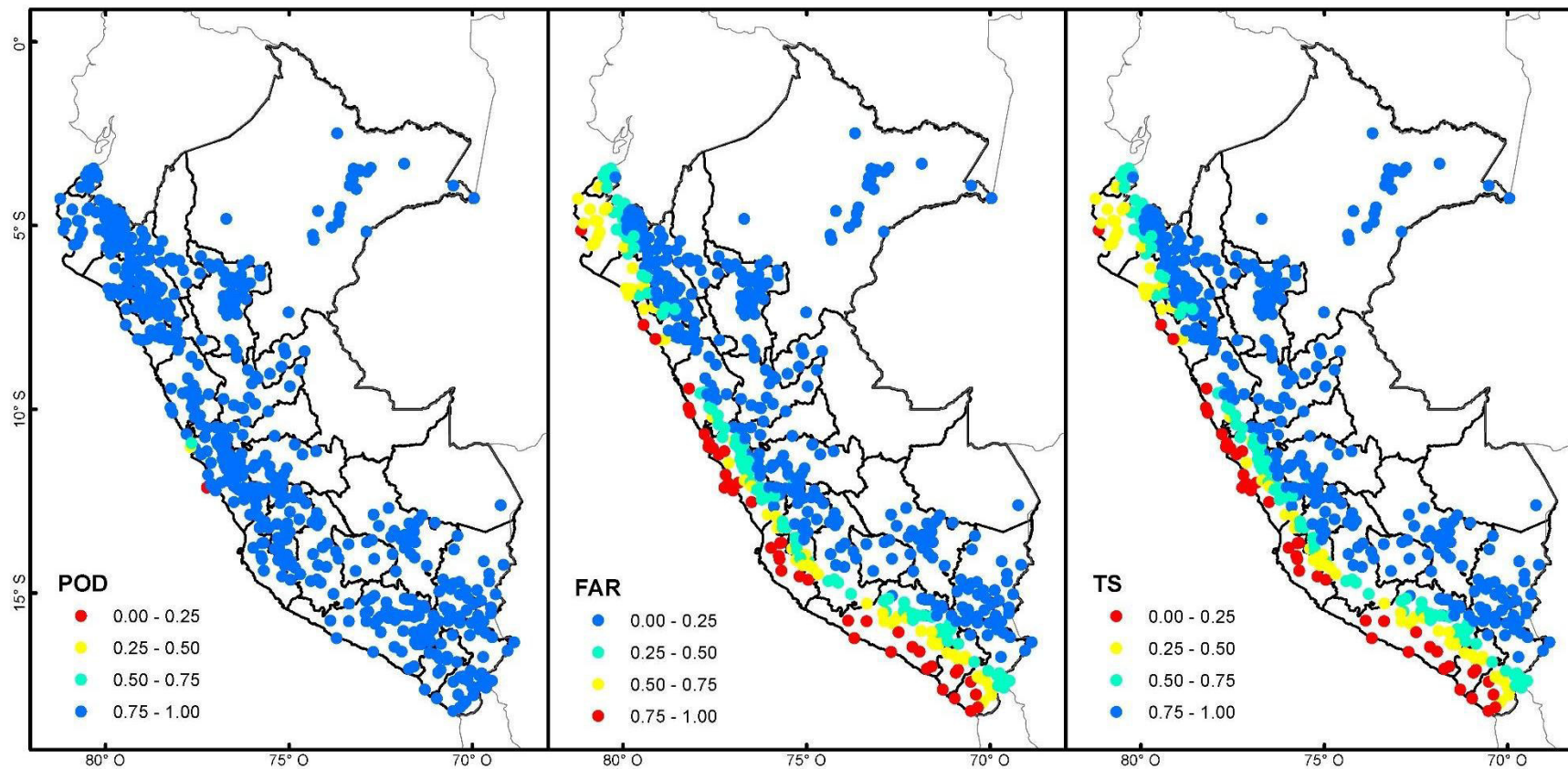


Figura 58. Estadísticos categóricos aplicados al producto satelital PERSIANN-CDR a nivel local en una serie temporal mensual (1983-2015).

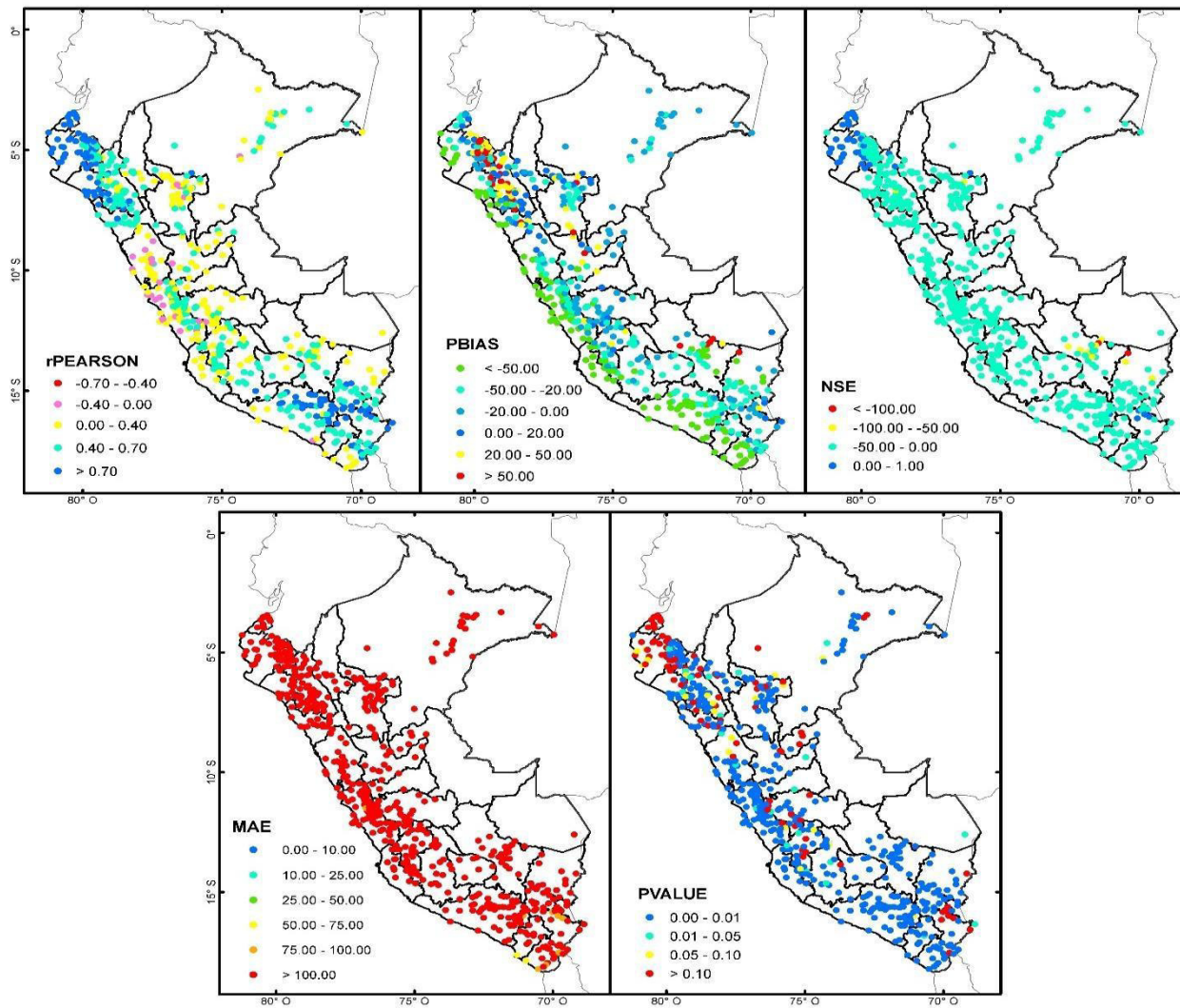


Figura 59. Estadísticos de comparación por pares aplicados al producto satelital PERSIANN-CDR a nivel local en una serie temporal anual (1983-2015).

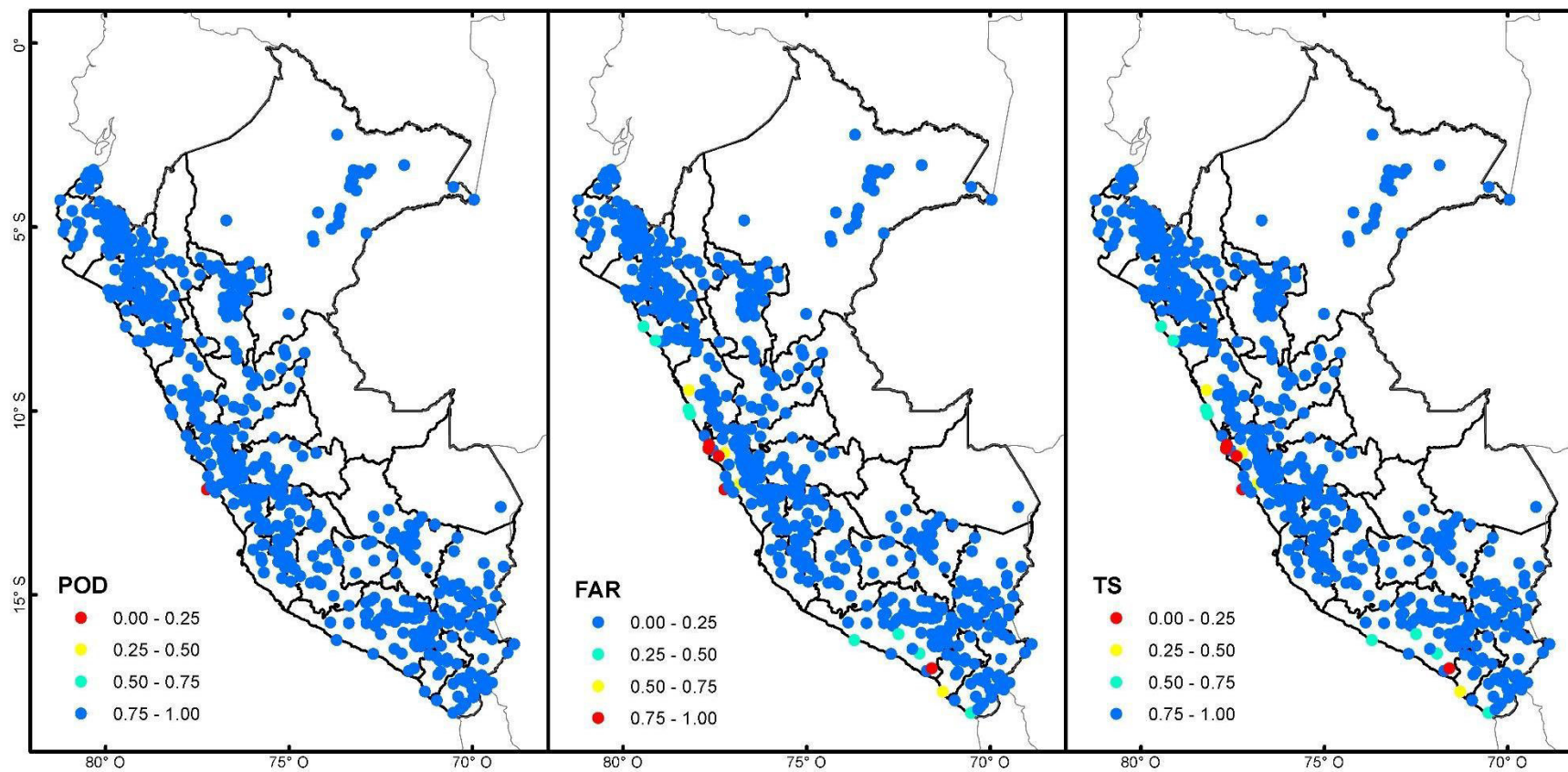


Figura 60. Estadísticos categóricos aplicados al producto satelital PERSIANN-CDR a nivel local en una serie temporal anual (1983-2015).

MSWEP

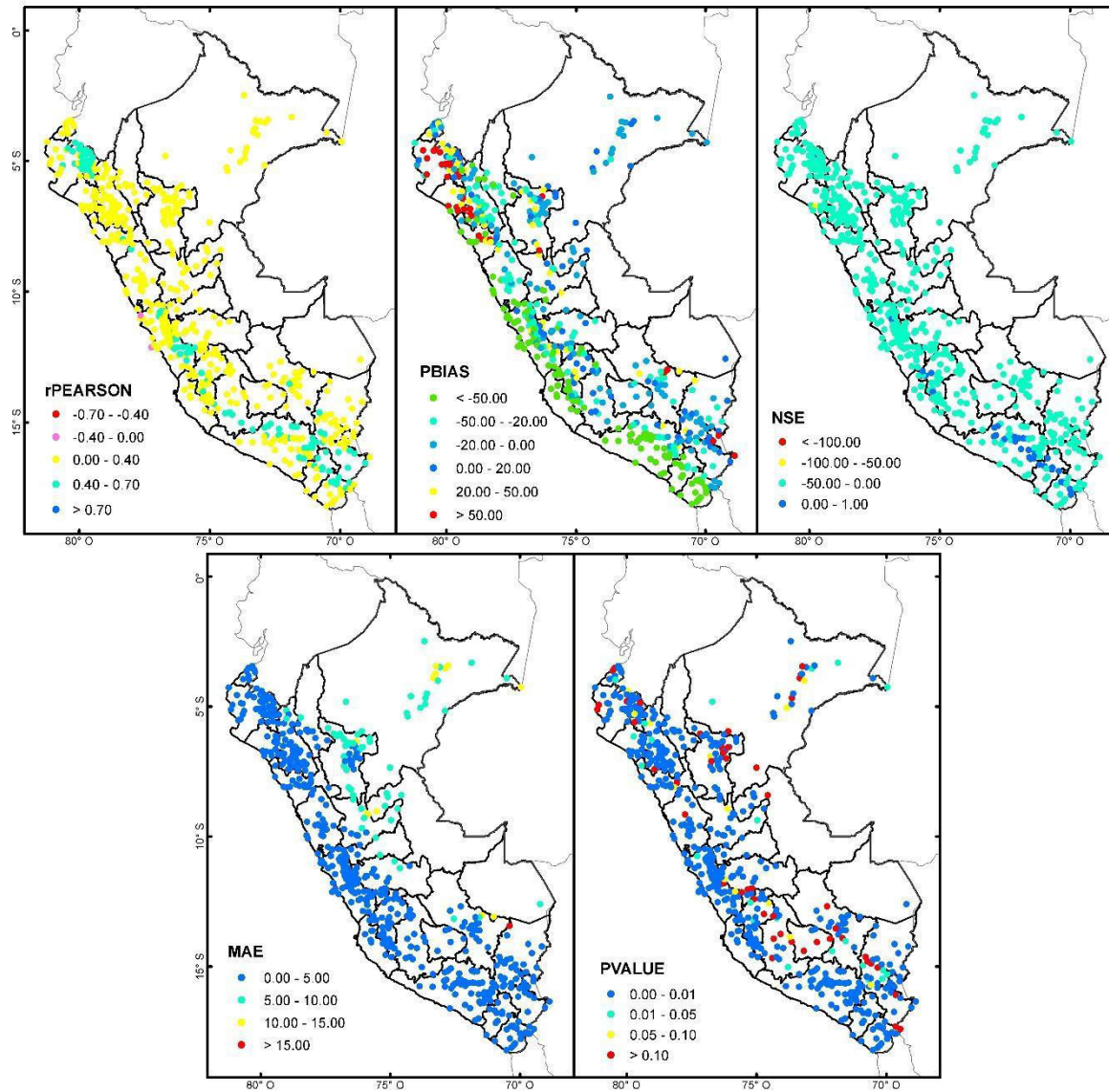


Figura 61. Estadísticos de comparación por pares aplicados al producto satelital MSWEP a nivel local en una serie temporal diaria (1983-2015).

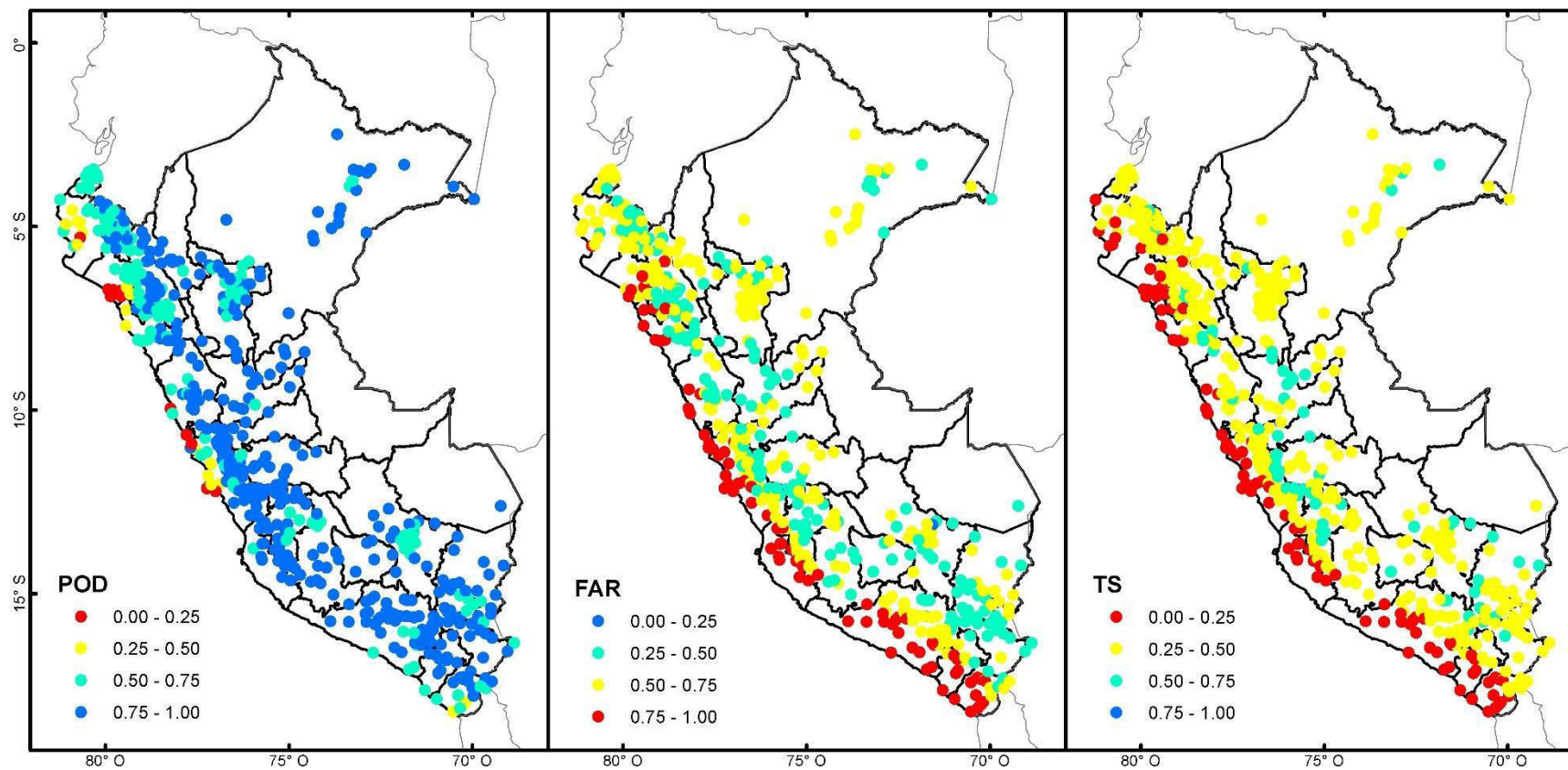


Figura 62. Estadísticos categóricos aplicados al producto satelital MSWEP a nivel local en una serie temporal diaria (1983-2015).

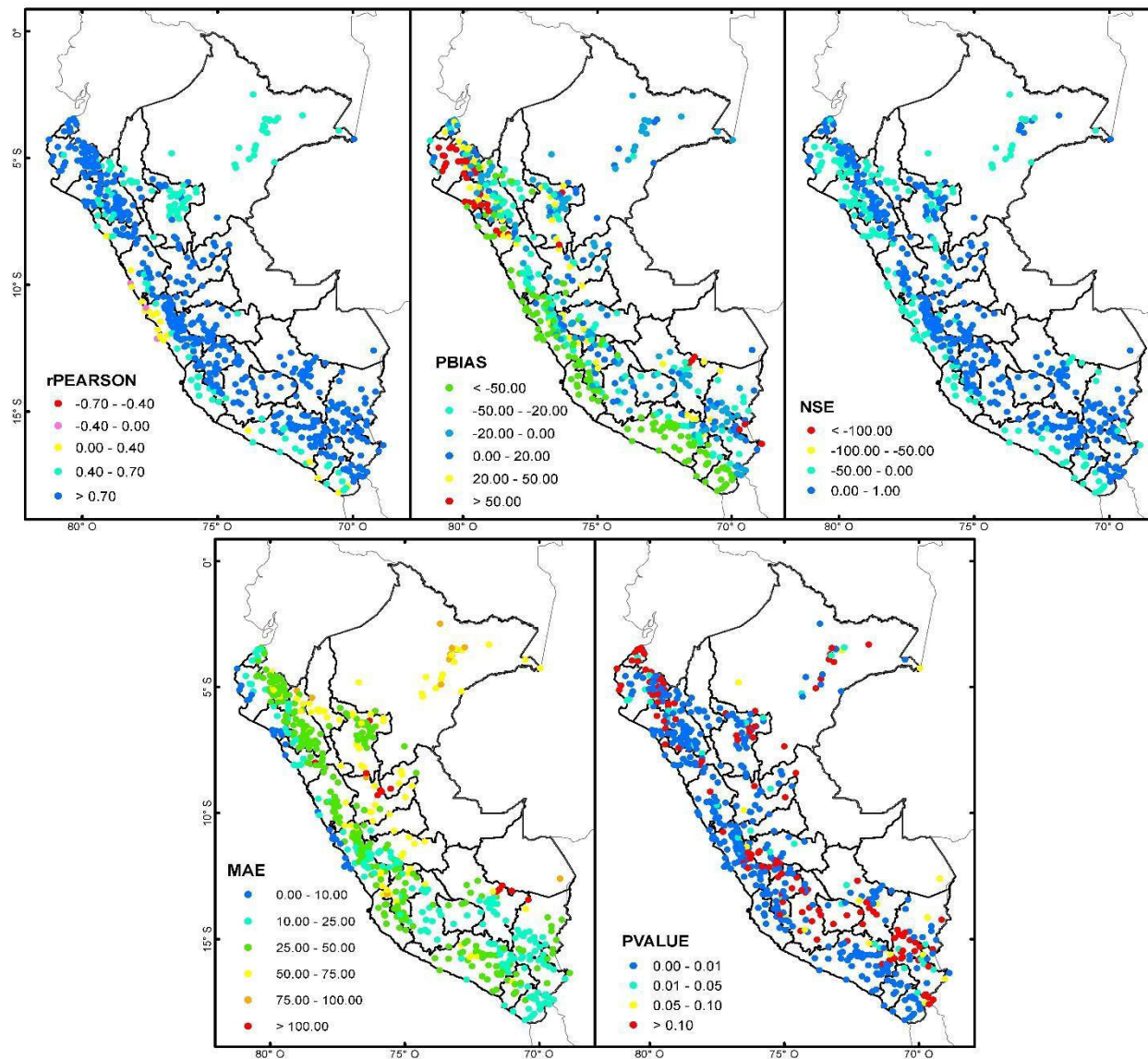


Figura 63. Estadísticos de comparación por pares aplicados al producto satelital MSWEP a nivel local en una serie temporal mensual (1983-2015).

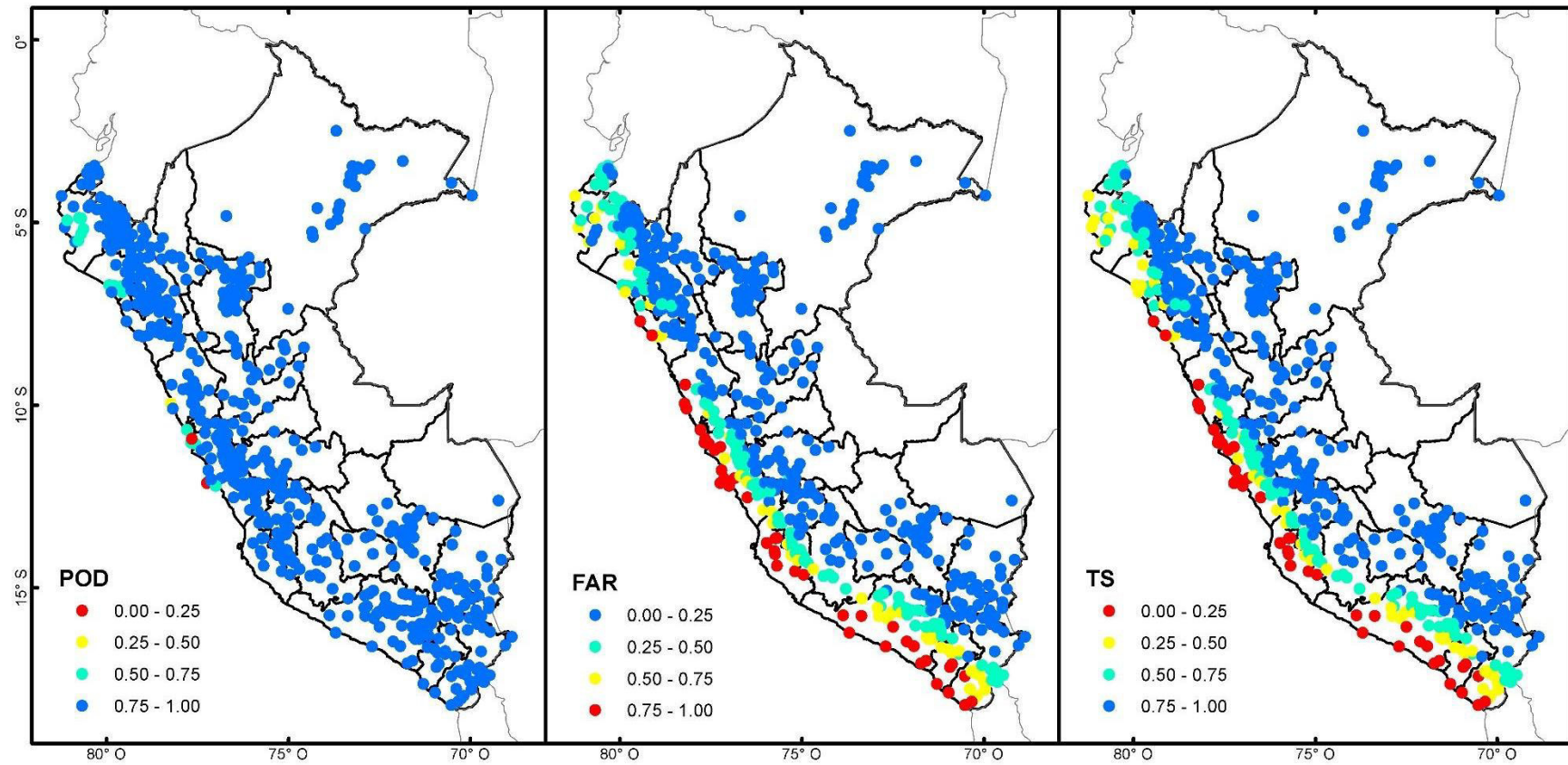


Figura 64. Estadísticos categóricos aplicados al producto satelital MSWEP a nivel local en una serie temporal mensual (1983-2015).

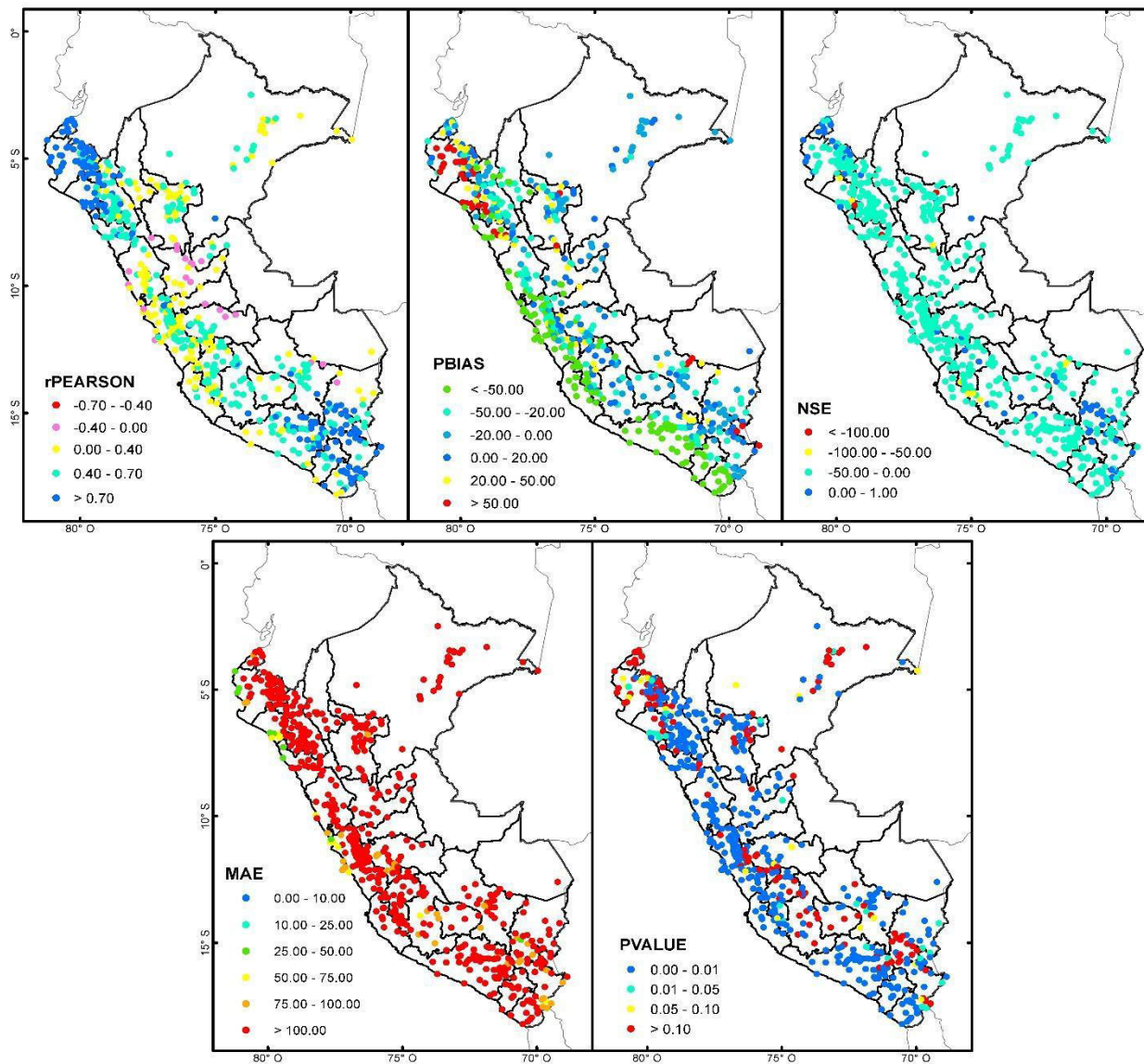


Figura 65. Estadísticos de comparación por pares aplicados al producto satelital MSWEP a nivel local en una serie temporal anual (1983-2015).

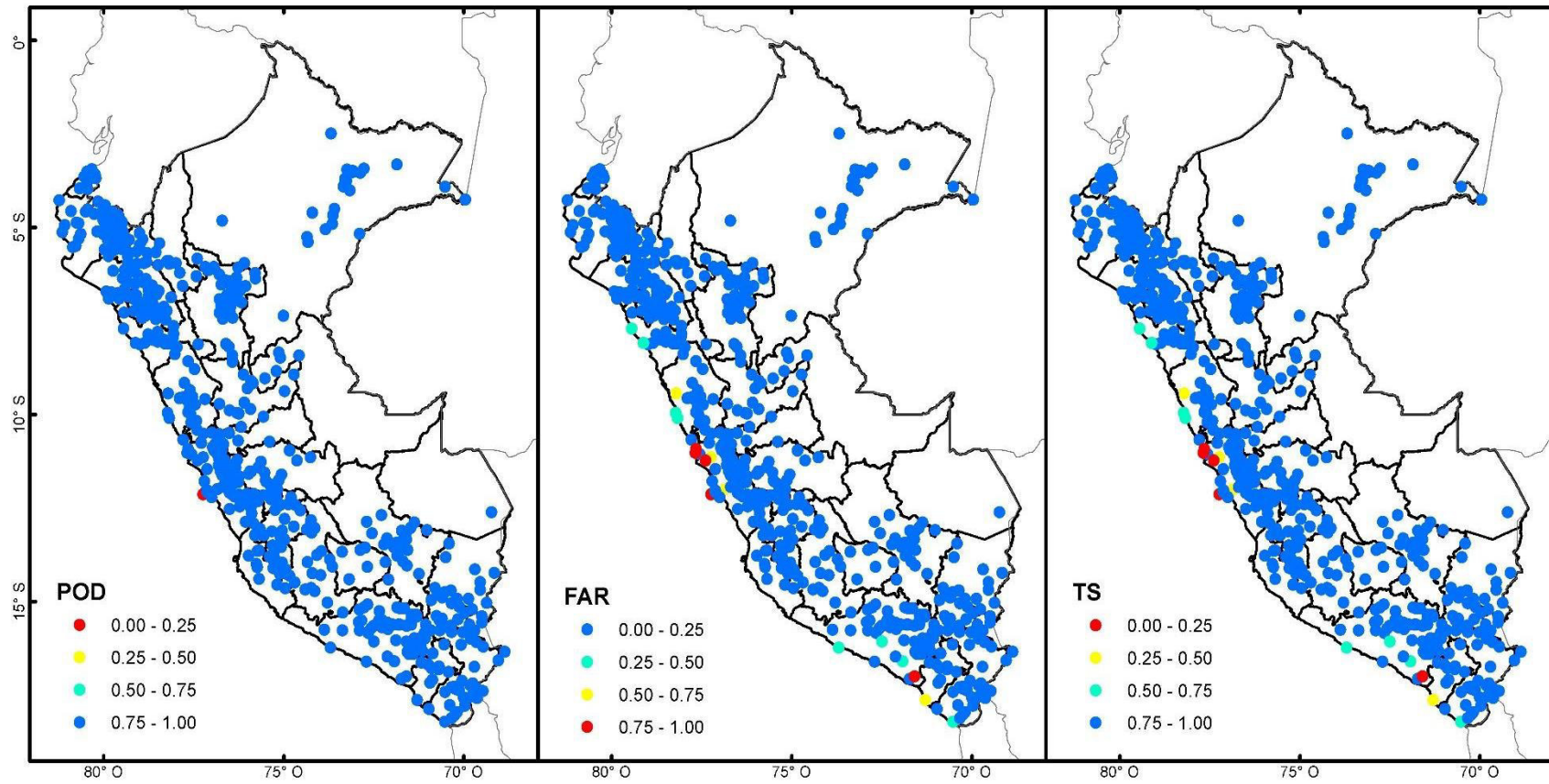


Figura 66. Estadísticos categóricos aplicados al producto satelital MSWEP a nivel local en una serie temporal anual (1983-2015).

CHIRPS

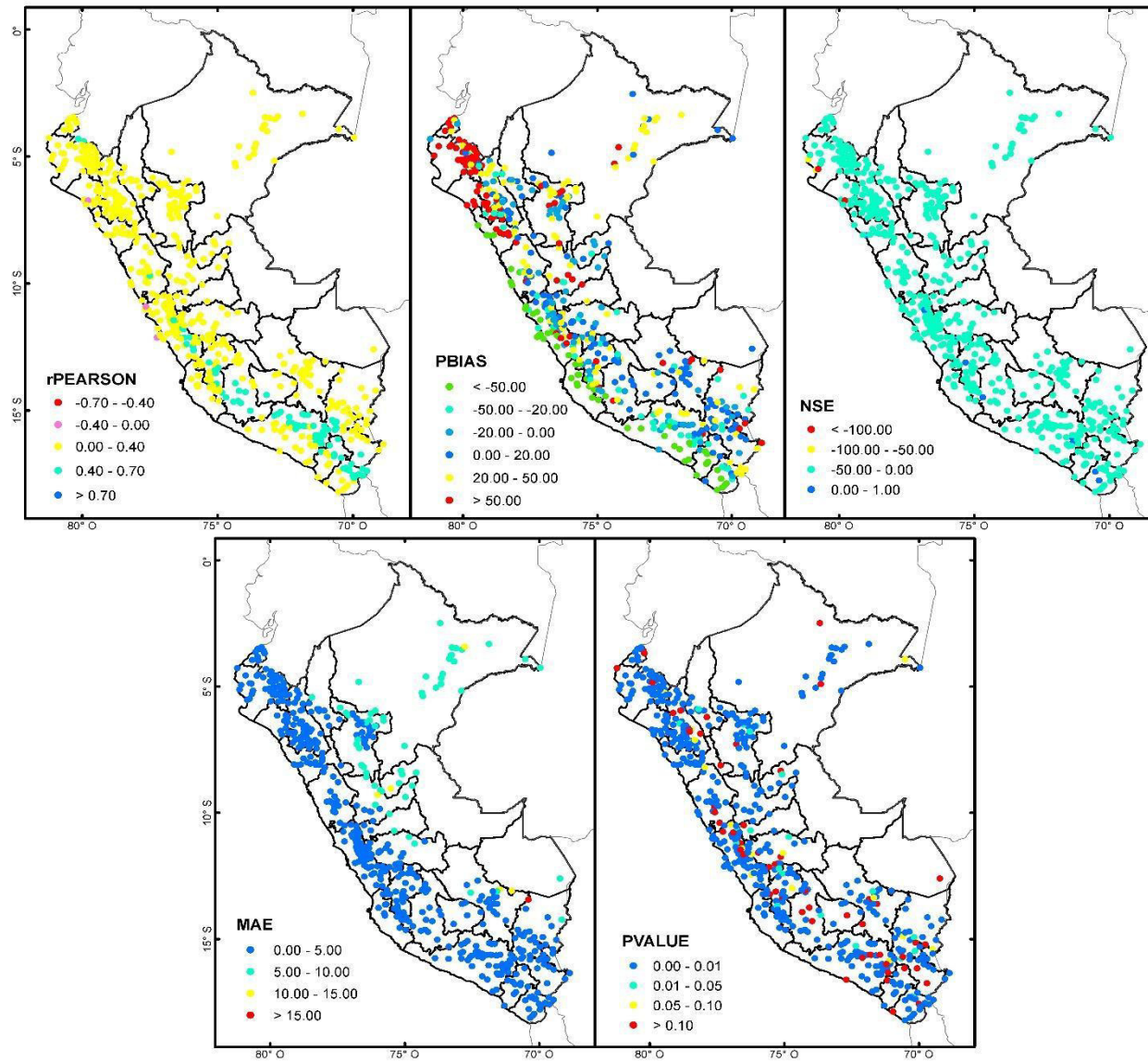


Figura 67. Estadísticos de comparación por pares aplicados al producto satelital CHIRPS a nivel local en una serie temporal diaria (1983-2015).

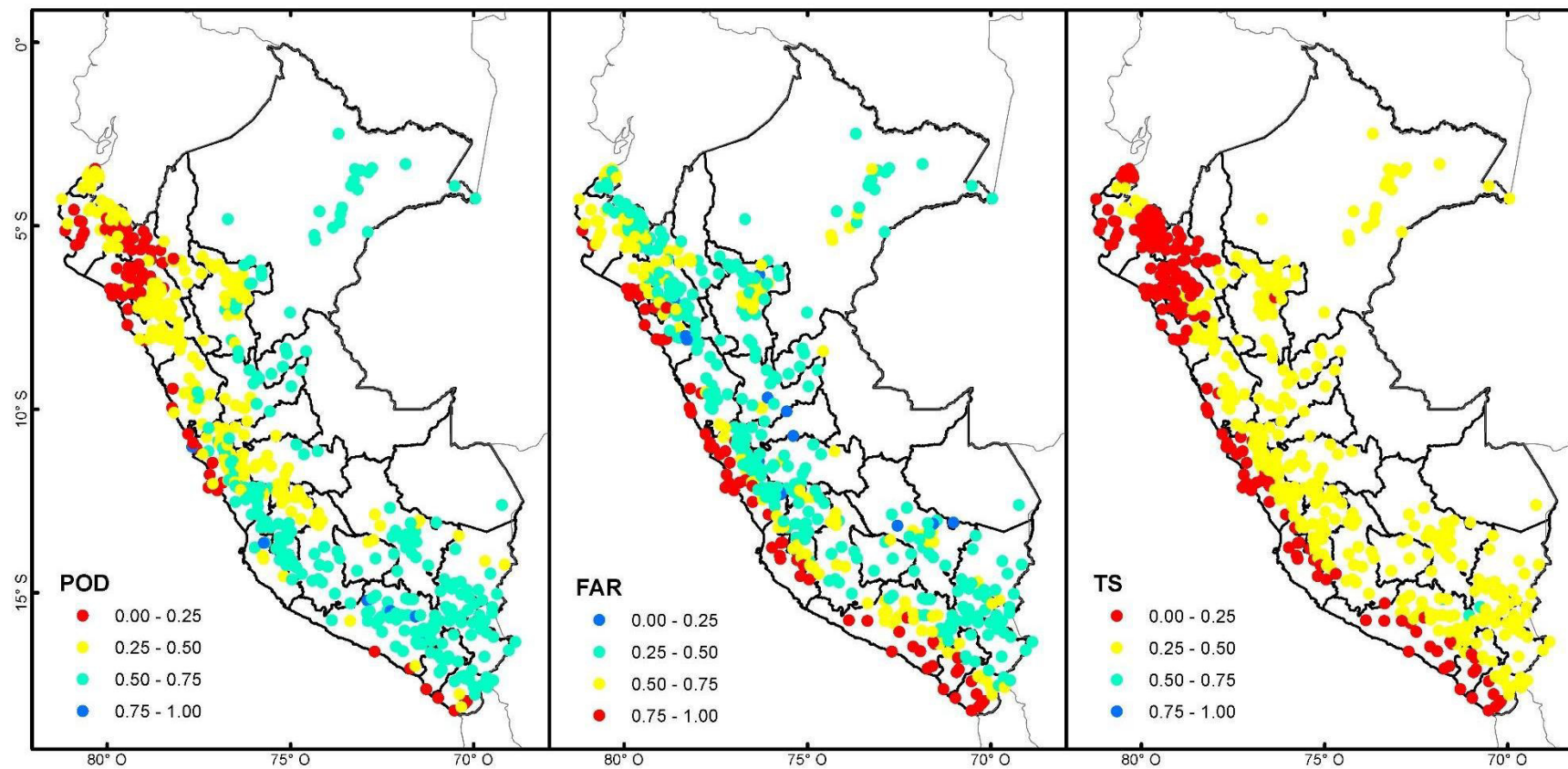


Figura 68. Estadísticos categóricos aplicados al producto satelital CHIRPS a nivel local en una serie temporal diaria (1983-2015).

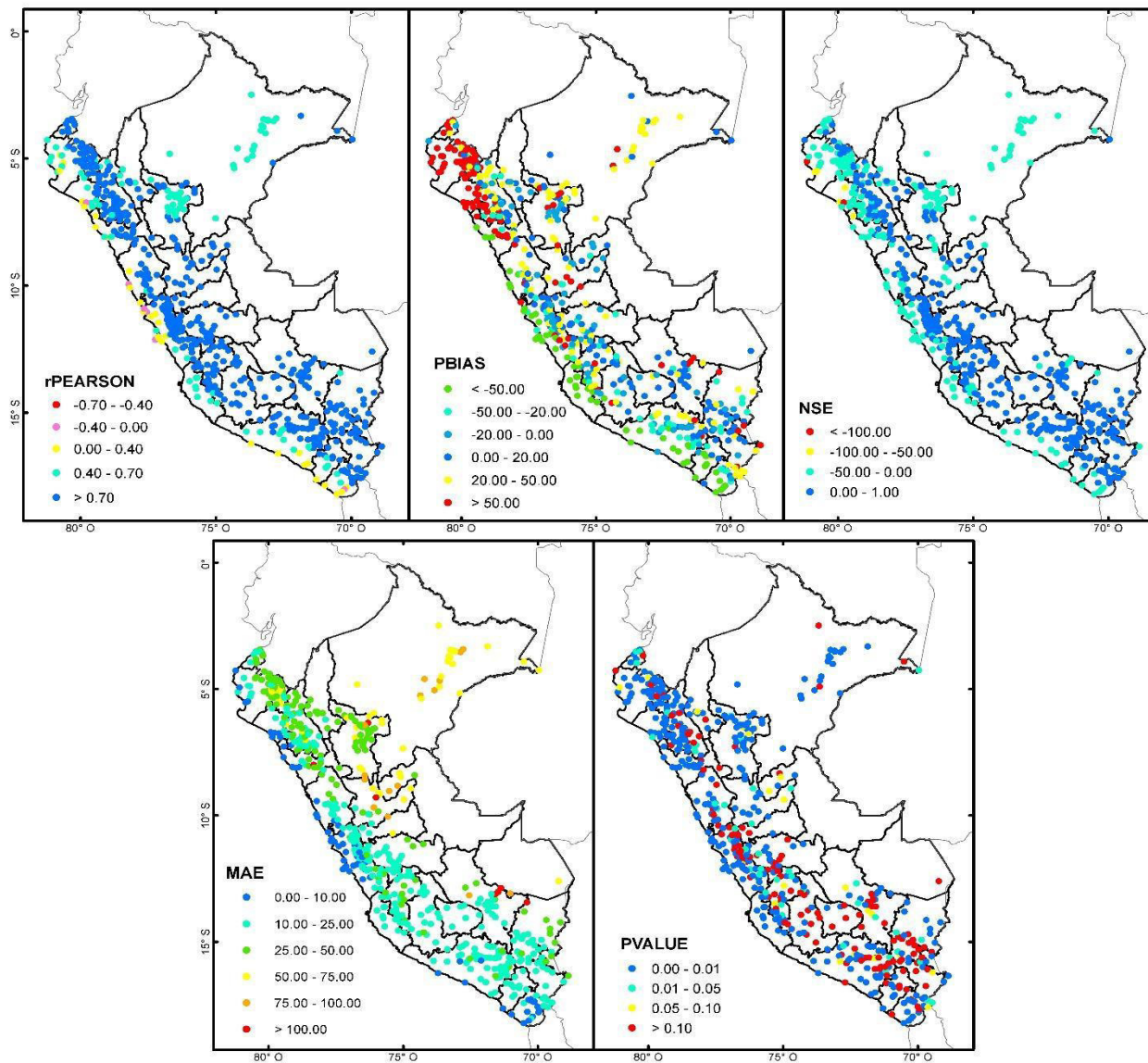


Figura 69. Estadísticos de comparación por pares aplicados al producto satelital CHIRPS a nivel local en una serie temporal mensual (1983-2015).

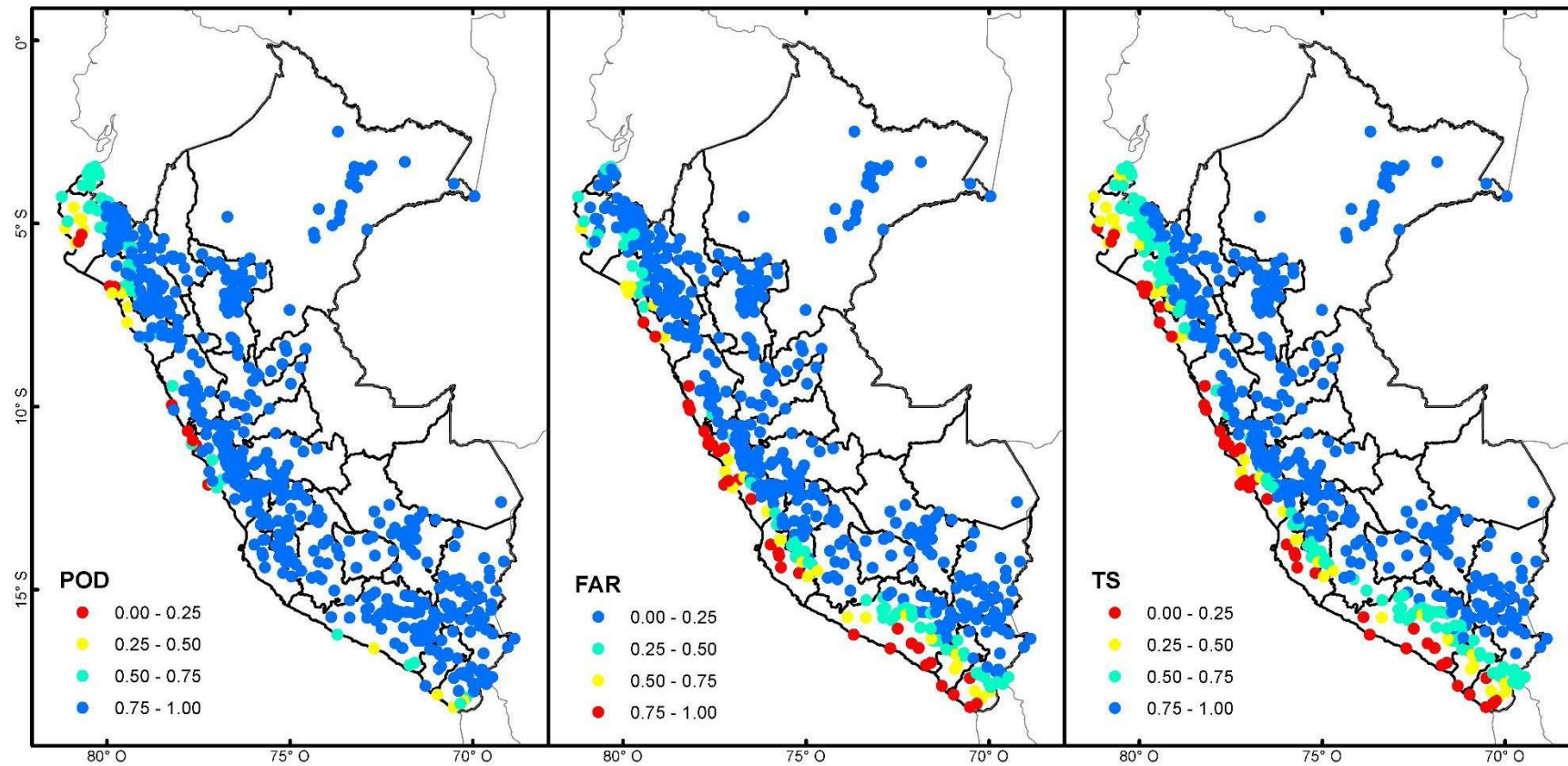


Figura 70. Estadísticos categóricos aplicados al producto satelital CHIRPS a nivel local en una serie temporal mensual (1983-2015).

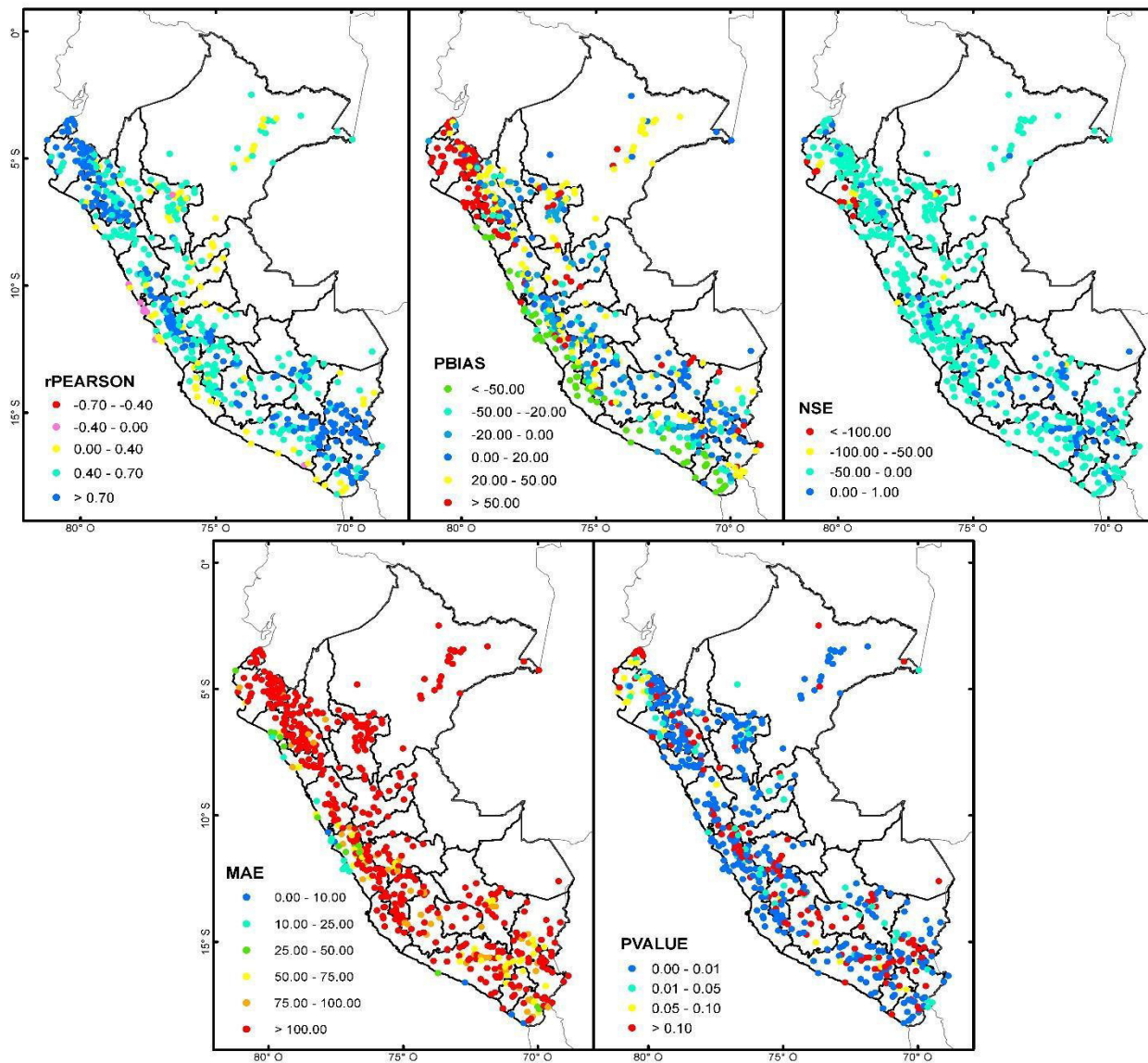


Figura 71. Estadísticos de comparación por pares aplicados al producto satelital CHIRPS a nivel local en una serie temporal anual (1983-2015).

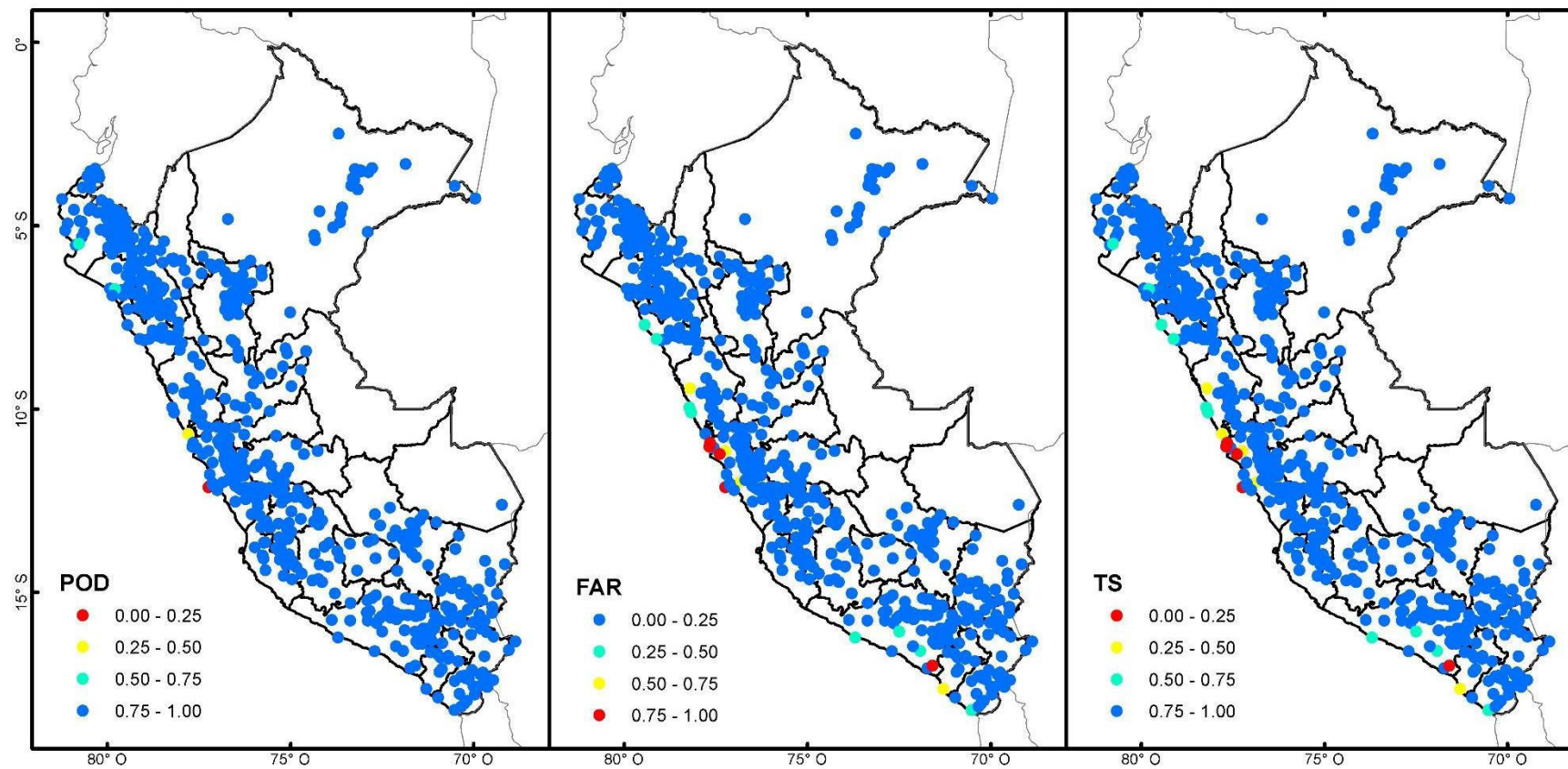


Figura 72. Estadísticos categóricos aplicados al producto satelital CHIRPS a nivel local en una serie temporal anual (1983-2015).

CHIRP

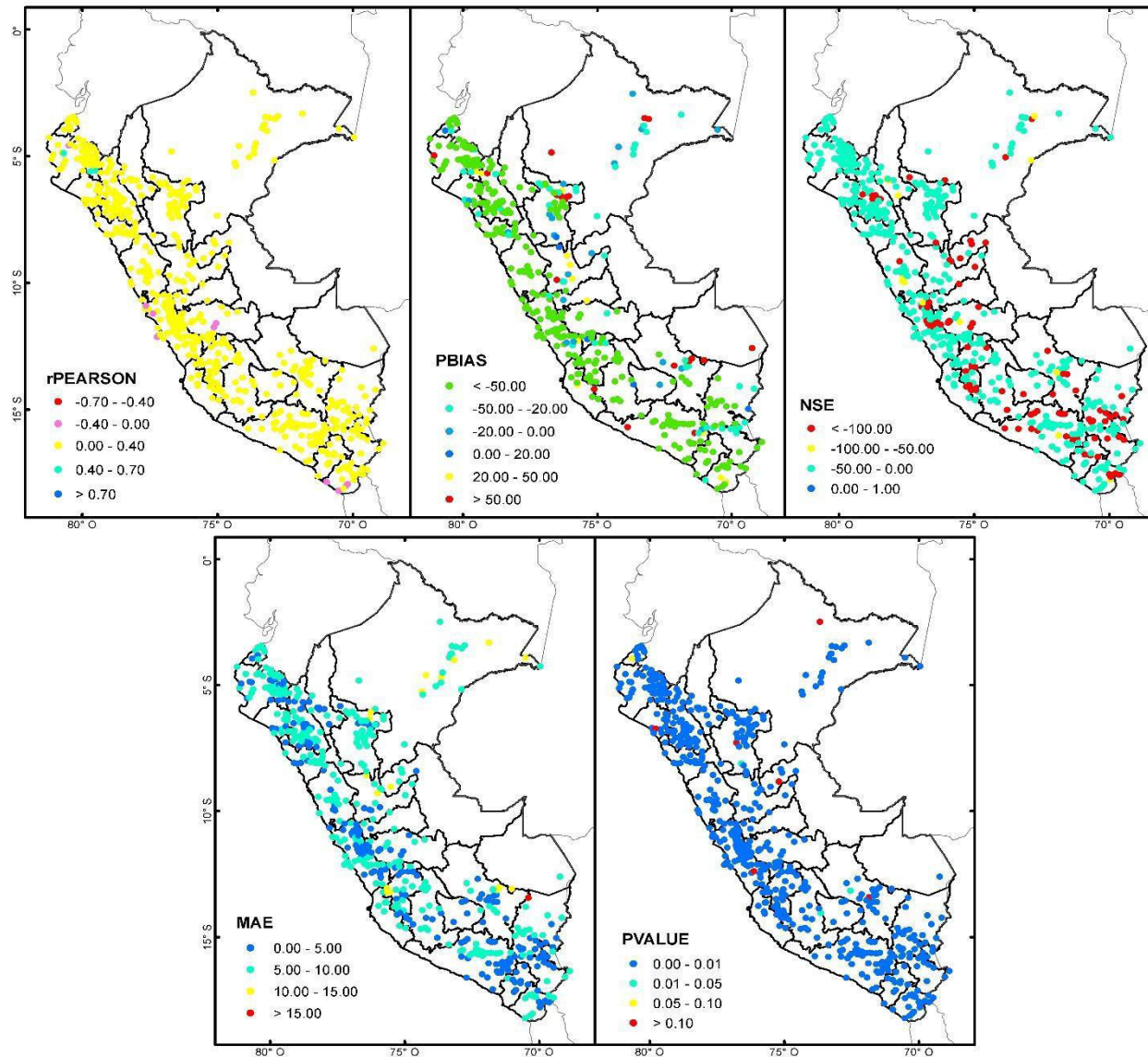


Figura 73. Estadísticos de comparación por pares aplicados al producto satelital CHIRP a nivel local en una serie temporal diaria (1983-2015).

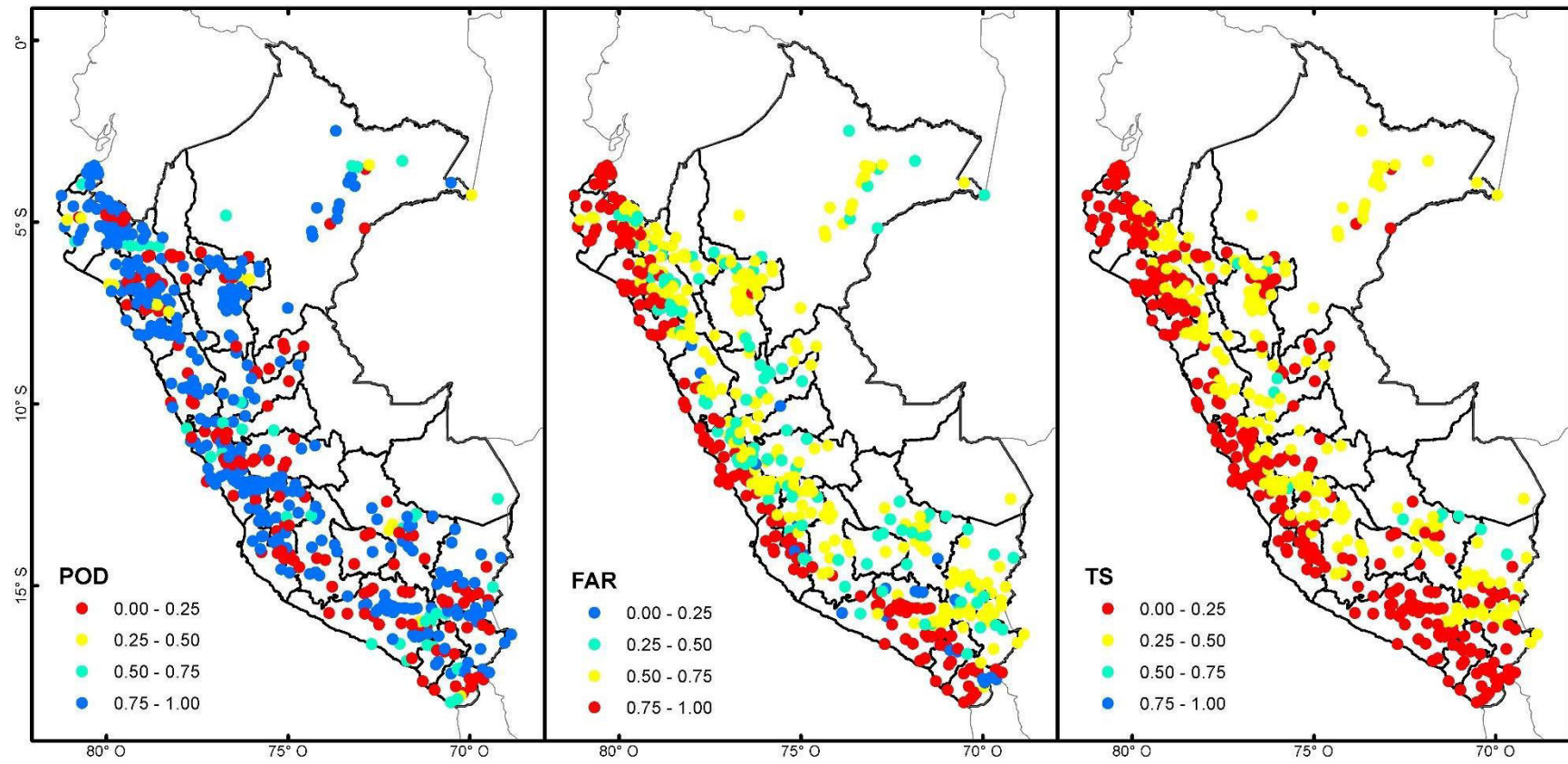


Figura 74. Estadísticos categóricos aplicados al producto satelital CHIRP a nivel local en una serie temporal diaria (1983-2015).

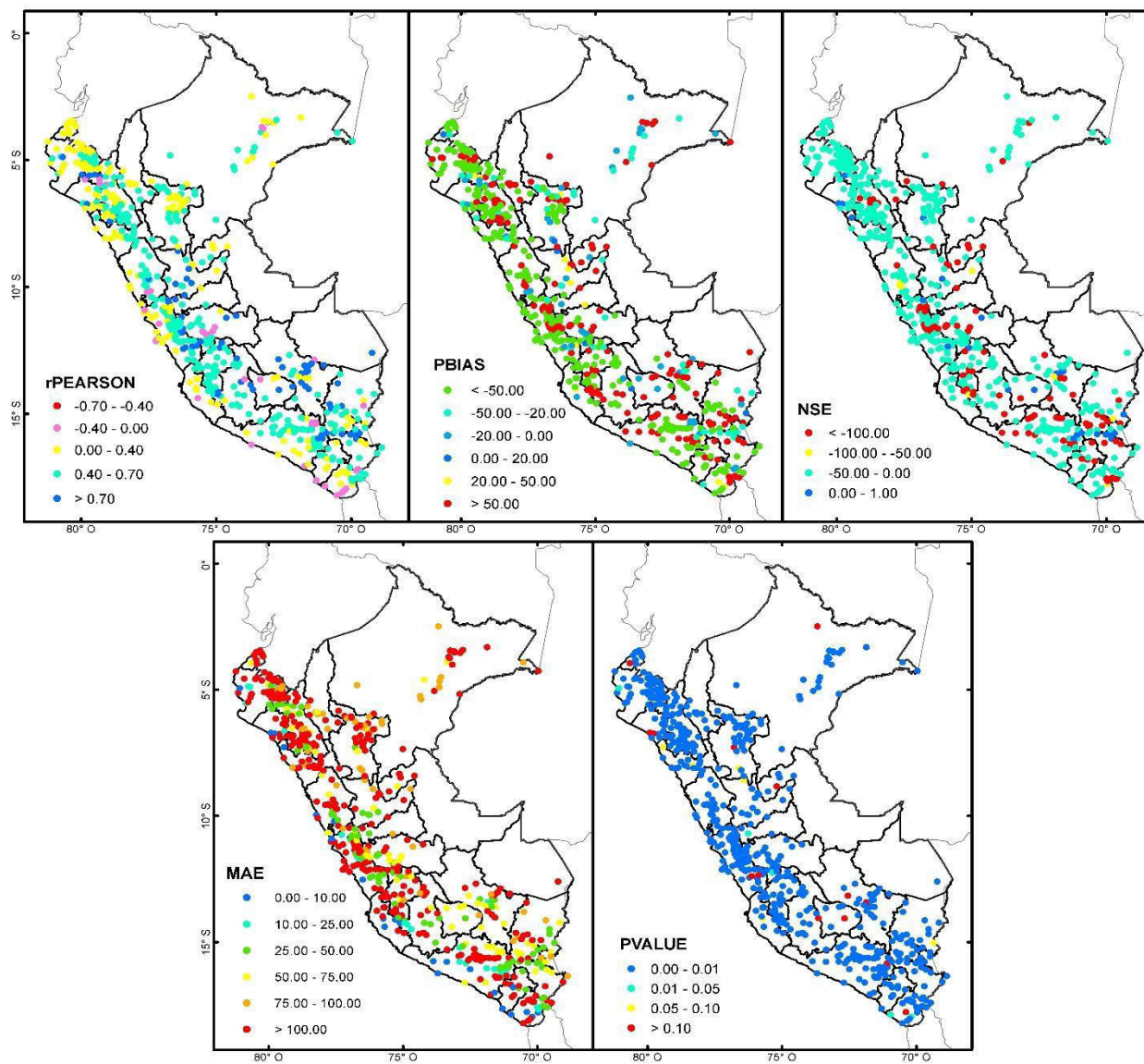


Figura 75. Estadísticos de comparación por pares aplicados al producto satelital CHIRP a nivel local en una serie temporal mensual (1983-2015).

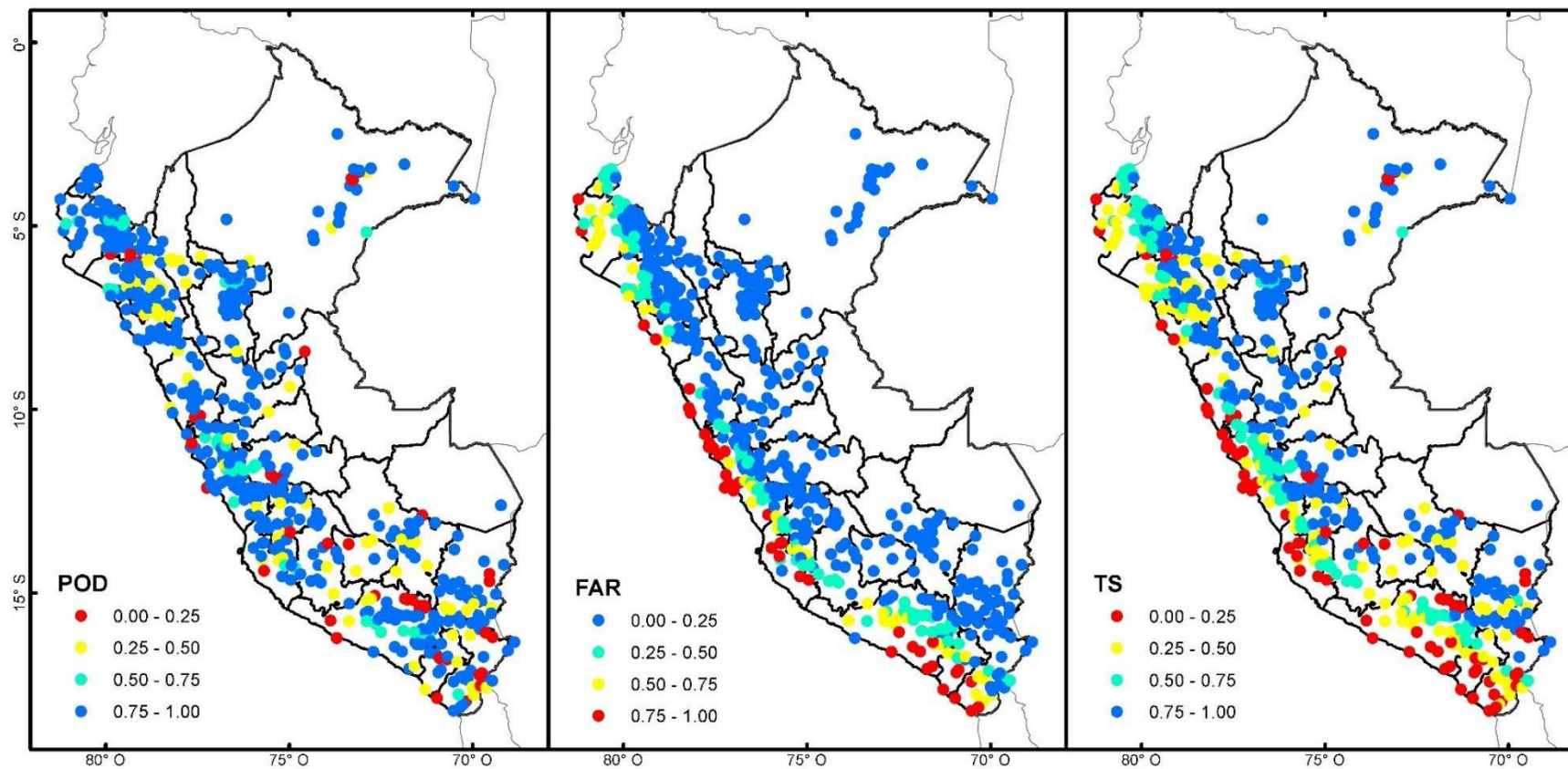


Figura 76. Estadísticos categóricos aplicados al producto satelital CHIRP a nivel local en una serie temporal mensual (1983-2015).

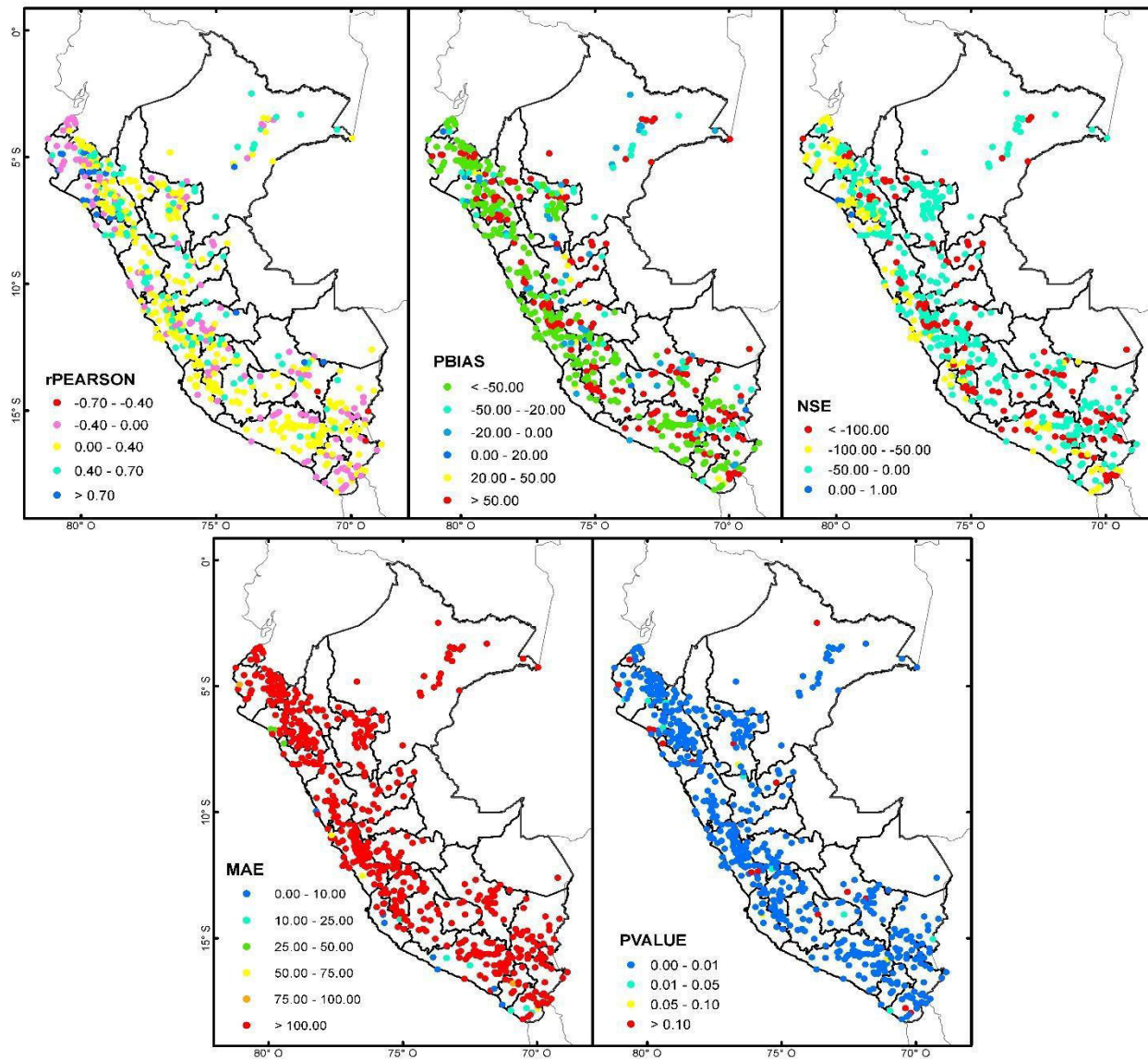


Figura 77. Estadísticos de comparación por pares aplicados al producto satelital CHIRP a nivel local en una serie temporal anual (1983-2015).

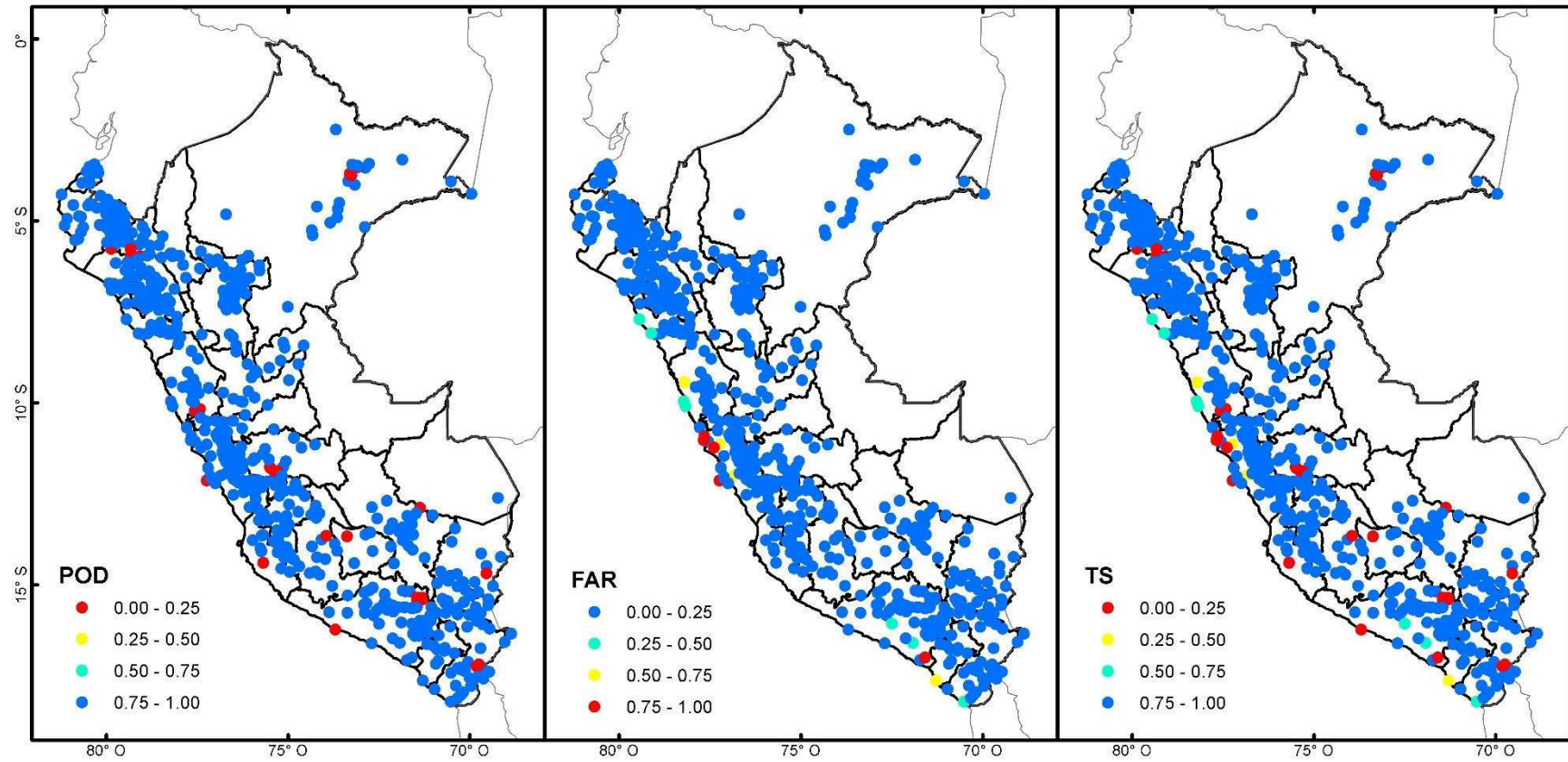


Figura 78. Estadísticos categóricos aplicados al producto satelital CHIRP a nivel local en una serie temporal anual (1983-2015).