

UNIVERSIDAD NACIONAL AGRARIA

LA MOLINA

FACULTAD DE CIENCIAS



**“ANÁLISIS INTERANUAL DE LA TEMPERATURA DEL AIRE
Y SU RELACIÓN CON LOS MODULADORES ATMOSFÉRICOS
Y OCEÁNICOS EN LA COSTA PERUANA”**

Presentada por:

CRISTIAN ALEXANDER MIÑOPE ALTAMIRANO

Tesis para Optar el Título Profesional de:

INGENIERO METEORÓLOGO

Lima – Perú

2024

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

TESIS_Cristian Miñope Altamirano_240325.pdf

INFORME DE ORIGINALIDAD

19%

INDICE DE SIMILITUD

19%

FUENTES DE INTERNET

7%

PUBLICACIONES

7%

TRABAJOS DEL ESTUDIANTE

FUENTES PRIMARIAS

1	hdl.handle.net Fuente de Internet	5%
2	repositorio.igp.gob.pe Fuente de Internet	4%
3	repositorio.unal.edu.co Fuente de Internet	<1%
4	www.dhn.mil.pe Fuente de Internet	<1%
5	thesesups.ups-tlse.fr Fuente de Internet	<1%
6	senamhi.gob.pe Fuente de Internet	<1%
7	repositorio.accefyn.org.co Fuente de Internet	<1%
8	journals.ametsoc.org Fuente de Internet	<1%
9	es.scribd.com Fuente de Internet	<1%



**UNIVERSIDAD NACIONAL AGRARIA
LA MOLINA**

FACULTAD DE CIENCIAS

**“ANÁLISIS INTERANUAL DE LA TEMPERATURA DEL AIRE
Y SU RELACIÓN CON LOS MODULADORES ATMOSFÉRICOS
Y OCEÁNICOS EN LA COSTA PERUANA”**

Presentada por:

CRISTIAN ALEXANDER MIÑOPE ALTAMIRANO

Tesis para Optar el Título Profesional de:

INGENIERO METEORÓLOGO

Sustentada y aprobada por el siguiente jurado:

Mg. Sc. Franklin Unsihuay Tovar
PRESIDENTE

Mg. Sc. Oscar Enrique Tang Cruz
MIEMBRO

Mg. Sc. Weidi Flores Villanueva
MIEMBRO

Dr. Alexis Nicolas Ibañez Blancas
ASESOR

DEDICATORIA

A mi padre Humberto Huaman por enseñarme el valor de la responsabilidad y el esfuerzo constante, a mi madre Juana Altamirano por mostrar una disposición natural a hacer el bien sin esperar nada a cambio y por último a mi hermana Aracely que con sus duras palabras y preocupación no me dejo caer en la tragedia.

Este trabajo se los dedico por confiar plenamente en mí, y estar a mi lado cuando tome decisiones acertadas y principalmente en las que no las fueron.

Mención especial a mi abuelo Alipio Altamirano el cual en vida siempre demostró lo orgulloso que estaba de mí.

AGRADECIMIENTOS

A los profesionales de SENAMHI, Yuri Escajadillo y Andrés Rodríguez por sus enseñanzas, por su profesionalismo y por brindarme la oportunidad de realizar esta investigación.

A mi asesor el Dr. Alexis Nicolas Ibáñez por su continuo apoyo en el desarrollo de esta tesis, por sus recordatorios, palabras de aliento y por su buena actitud y disposición a mejorar el entorno académico de la meteorología en la UNALM.

A mi co-asesora la Mg. Sc Katherine Ccoica por brindarme su tiempo, apoyo, observaciones y sus consejos en los momentos que más los necesitaba.

A los profesores del Departamento de Física y Meteorología de la Facultad de Ciencias por sus enseñanzas que formaron al profesional que soy ahora.

A mi compañera de vida Nebenka por haber sido un pilar emocional en mi desarrollo como adulto, por su gran paciencia, por su apoyo incondicional y por todo lo que compartimos juntos.

A mis mejores amigos de la vida Kevin, Hernán y Ángel. Por sus palabras de aliento, consejos y por estar en los momentos más divertidos como en los más difíciles.

ÍNDICE GENERAL

RESUMEN	xi
ABSTRACT	xii
I. INTRODUCCIÓN	1
II. REVISIÓN DE LITERATURA.....	3
2.1. BASES TEÓRICAS.....	3
2.1.1 Temperatura.....	3
2.1.2 Viento	3
2.1.3 Temperatura superficial del mar.....	6
2.1.4 Interacción océano – atmósfera	8
2.1.5 Transferencia de calor sensible y latente.....	9
2.1.6 Funciones Ortogonales Empíricas (EOF).....	10
2.1.7 Climatología	11
2.1.8 Normal Climatológica	11
2.1.9 Escala temporal de la variabilidad climática.....	12
2.1.10 Serie de tiempo	12
2.2. CARACTERÍSTICAS CLIMÁTICAS DE LA COSTA PERUANA	13
2.2.1. CONTROLADORES METEOROLÓGICOS	13
2.2.2. CONTROLADORES OCEÁNICOS	18
2.3. FUENTE DE VARIABILIDAD INTERANUAL	20
2.3.1. El Niño Oscilación del Sur (ENSO, por sus siglas en inglés)	20
2.3.2. Diferentes tipos de ENSO.....	20
2.4. ANTECEDENTES.....	22
2.4.1. Influencia de la temperatura de la superficie del mar en la temperatura del aire en los trópicos.....	22
2.4.2. Relaciones a gran escala entre la temperatura de la superficie del mar y la temperatura del aire en la superficie.....	23
III. METODOLOGÍA	25
3.1. Descripción del área de estudio.....	25

3.2. Datos grillados	25
3.2.1. Temperatura superficial del mar	27
3.2.2. Viento.....	29
3.2.3. Temperatura del aire	30
3.3. Periodo de análisis.....	31
3.3.1. Determinación de los principales modos de variabilidad temporal y espacial	34
3.3.2. Estimación de la relación de los primeros modos de variabilidad de SST, viento zonal - meridional con la temperatura del aire.....	41
IV. RESULTADOS Y DISCUSIÓN	44
4.2 Principales modos de variabilidad espacio – temporal de variables atmosféricas y oceánicas asociadas a la dinámica costera y ecuatorial.	44
4.2.1. Temperatura superficial del mar	44
4.2.2. Viento.....	54
4.2.3. Temperatura del aire	75
4.3 Relación de los primeros modos de variabilidad de SST, viento zonal – meridional con la temperatura del aire.....	82
4.3.1. Correlaciones	83
V. CONCLUSIONES	99
VI. RECOMENDACIONES	101
VII. BIBLIOGRAFÍA	102
VIII. ANEXOS	110

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1: Descripción de datos del OI SST V2, por NOAA SPL.....	28
Tabla 2: Descripción de datos del ERSS v5, por NOAA SPL	29
Tabla 3: Descripción de datos del Viento, brindados por el ERA5.....	29
Tabla 4: Componente zonal y meridional del viento, ERA5 (ECMWF)	30
Tabla 5: Descripción de datos PISCOt v.1.1	30
Tabla 6: Descripción de las variables de análisis	31
Tabla 7: Componentes principales que cumplen la Regla Empírica de North	44
Tabla 8: Matriz de correlaciones de Pearson de las primeras componentes de la temperatura del aire, viento y SST ERSS v5 para el periodo 1981 - 2016	86
Tabla 9: Matriz de correlaciones de Pearson mensuales de las primeras componentes del viento y ERSS SST V5 costero y ecuatorial para el periodo 1981 - 2016.....	88
Tabla 10: Posibles patrones sinópticos vinculados a los modos de variabilidad	98
Tabla 11: Matriz de correlaciones de Pearson mensuales de las primeras componentes de la temperatura del aire, viento y OI SST v2 para el periodo 1982 - 2016.....	129
Tabla 12: Matriz de correlaciones de Pearson de las primeras componentes del viento y OI SST v2 para el periodo 1982 – 2016	131

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.	Patrones de viento alisios y celdas de circulación globales.	4
Figura 2.	Media bimestral de la velocidad del viento de 10 m ($m s^{-1}$) desde (arriba) el CFSR a las 00 UTC (1979-2010) y (abajo) el paso de satélite de la tarde (~ 23 UTC) de QuikSCAT (1999-2009). Vectores mostrados en cada ocho puntos de la cuadrícula.	5
Figura 3.	La desviación estándar (en $^{\circ}C$) de la SST filtrada en las escalas (a) submensual (2-30 días), (b) intraestacional (30-120 días) y (c) interanual (2 -10 años) calculada sobre el periodo 1990 – 2010. [datos de la SST: Reynolds et al. (2007)]......	6
Figura 4.	Circulación de Walker en condiciones Neutrales del ENSO,.....	17
Figura 5.	Variación media mensual (1979–2019) de la Circulación de Walker tropical en (a) ERA5 y (b) NCEP2. Los vectores son la combinación de la velocidad de la presión ($\omega \times 50$; $Pa s^{-1}$) y el viento zonal divergente (ms^{-1}). El sombreado y los contornos representan la función de flujo de masa zonal ($10^{11} Kg/s$) promediada entre $5^{\circ} S$ y $5^{\circ} N$	19
Figura 6.	Desviaciones estándar de las SST en los trópicos para el periodo 1949-90 (unidades, $^{\circ}C$).	23
Figura 7.	La persistencia de anomalías de SST. La persistencia es el número de meses después de los cuales el coeficiente de correlación de retraso automático de la SST cae por debajo del nivel de significancia del 95%. Las SST mensuales para el periodo 1962-1990 se utilizan en los cálculos.	23
Figura 8.	La coherencia espacial de las anomalías de SST (unidades, %). La coherencia se mide mediante el coeficiente de correlación cruzada de las SST promediadas en todas las cuadrículas de $2^{\circ} \times 2^{\circ}$ dentro de los 15° de latitud y longitud. El nivel de significancia del 95% está asociado	

con el coeficiente de aproximadamente el 25%. Datos para 1961 – 1990 se utilizan.....	23
Figura 9. Área de estudio ubicado entre 15°N – 15°S, 200°W – 80°W, correspondiente a la región del Pacífico ecuatorial.....	26
Figura 10. Área de estudio ubicada en el Pacífico oriental adyacente a la costa peruana.....	26
Figura 11. Área de estudio ubicado en la costa peruana.....	27
Figura 12. Esquema de la metodología desarrollada.....	33
Figura 13. Mapas de correlación entre la PC1 y las anomalías mensuales de la SST en la región ubicada en 30°N – 40°S, 220°W – 60°W (data ERSS v5) para el periodo 1981 – 2016.....	47
Figura 14. Serie de tiempo de la primera componente principal (PC1) de las anomalías mensuales de la SST ubicada en la zona ecuatorial (data SST ERSSv5) para el periodo de 1981 – 2016.....	48
Figura 15. Mapas de correlación entre la PC2 y las anomalías mensuales de SST en la región ubicada en 30°N – 40°S, 220°W – 60°W (data SST ERSS v5) para el periodo 1981 - 2016.....	49
Figura 16. Serie de tiempo de la segunda componente principal (PC2) de las anomalías de la SST ubicada en la zona ecuatorial (data SST ERSS v5) para el periodo 1981 – 2016.....	50
Figura 17. Mapas de correlación entre la PC1_costa y las anomalías mensuales de SST en la región ubicada en 30°N-50°S, 180°W-30°W (data OI SST v2), para el periodo 1982 - 2016.....	52
Figura 18. Serie de tiempo de la Primera componente principal (PC1_costa) de las anomalías de la SST ubicada en la zona costera (data OI SST v2) para el periodo 1982 – 2016.....	53
Figura 19. Mapa de correlación entre la PC1v con las anomalías mensuales del viento meridional ubicado en la zona costera (data ERA5), para el periodo de 1981 – 2016.....	57

Figura 20. Serie de tiempo de la Primera componente principal (PC1v) de las anomalías del viento meridional (data ERA5) ubicado en la zona adyacente a la costa, para el periodo 1981 – 2016	58
Figura 21. Mapa de correlación de la PC1v y las anomalías mensuales del viento meridional en la región ubicada en 30°N – 30°S, 120°W – 60°W (data ERA5), para el periodo 1981 – 2016.....	59
Figura 22. Mapa de correlación entre la PC2v con las anomalías mensuales del viento meridional ubicado en la zona costera (data ERA5), para el periodo 1981 – 2016.....	62
Figura 23. Serie de tiempo de la segunda componente principal (PC2v) de las anomalías del viento meridional (data ERA5) ubicado en la zona adyacente costera, para el periodo 1981 – 2016.	63
Figura 24. Mapas de correlación entre la PC2v y las anomalías mensuales del viento meridional en la región ubicada en el área de 30°N-30°S, 120°W-60°W, para el periodo 1981 - 2016.....	64
Figura 25. Mapas de correlación entre la PC3v y las anomalías mensuales del viento meridional ubicado en la zona costera (data ERA5) para el periodo 1981 – 2016	67
Figura 26. Serie de tiempo de la tercera componente principal (PC3v) de las anomalías del viento meridional (data ERA5) en la zona ubicada adyacente a la costa para el periodo 1981 – 2016	68
Figura 27. Mapas de correlación entre la PC3v y las anomalías mensuales del viento meridional en la región ubicada en el área de 10°N – 25°S, 110°W – 60°W, para el periodo 1981 - 2016	69
Figura 28. Mapas de correlación entre la PC1u y las anomalías mensuales del viento zonal en la ubicación de la zona costera del viento zonal (data ERA5) para el periodo 1981 – 2016.....	72
Figura 29. Serie de tiempo de la Primera componente principal (PC1v) de las anomalías del viento zonal (data ERA5) ubicado adyacente a la costa, para el periodo 1981 – 2016	73

Figura 30. Mapas de correlación entre la PC1u y las anomalías mensuales del viento zonal en la región ubicada en 30°N – 40°S, 120°W – 60°W, para el periodo 1981 – 2016	74
Figura 31. Mapas de correlación entre la PC1x y las anomalías mensuales de la temperatura máxima del aire en la región ubicada en el área de 30°N – 40°S, 140°W – 295°W, para el periodo 1981 - 2016	78
Figura 32. Serie de tiempo de las Primeras componentes principales (PC1x) de las anomalías de la temperatura máxima data PISCOt v1.1 ubicada en la costa peruana, para el periodo 1981 – 2016	79
Figura 33. Mapas de correlación entre la PC1 y las anomalías de la temperatura mínima del aire en la región ubicada en el área de 30°N – 40°S, 140°W – 295°W, para el periodo 1981 - 2016.....	80
Figura 34. Series de tiempo mensuales de las Primeras componentes principales (PC1m) de la temperatura mínima data PISCOt v1.1 ubicada en la costa peruana, para el periodo 1981 – 2016.....	81
Figura 35. Comparación de las primeras componentes principales de la temperatura máxima (PC1x), temperatura mínima (PC1m) y la SST ERSS ecuatorial.....	94
Figura 36. Comparación de las Primeras componentes de la temperatura máxima (PC1x), temperatura mínima (PC1m) y la SST ERSS costera	95
Figura 37. Serie de tiempo mensual de las correlaciones de Pearson de las primeras componentes de la temperatura máxima del aire (PC1x) con la SST ERSS ecuatorial y SST ERSS costera	96
Figura 38. Serie de tiempo mensual de las correlaciones de Pearson de las primeras componentes de la temperatura mínima del aire (PC1m) con la SST ERSS ecuatorial y SST ERSS costera	96
Figura 39. Serie de tiempo mensual de las correlaciones de Pearson de la tercera componente principal del viento meridional (PC3v) con las primeras componentes de la SST ERSS costera y SST ERSS ecuatorial.....	97

Figura 40. Serie de tiempo mensual de las correlaciones de Pearson de la tercera componente principal del viento meridional (PC3v) con las primeras componentes de la temperatura máxima y mínima del aire	97
Figura 41. Mapas de correlación entre la PC1 y las anomalías de la SST en la región ubicada en el área de 30°N – 40°S, 140°W – 295°W data OI SST V2 para el periodo de 1982 – 2016.....	111
Figura 42. Series de tiempo de la primera componente principal (PC1) de la data OI SST V2 ubicada en la zona ecuatorial para el periodo 1982 -2016.....	112
Figura 43. Mapas de correlación entre la PC2 y las anomalías de la SST para la región ubicada en el área de 30°N – 40°S, 140°W – 295°W data OI SST V2, para el periodo de 1982 - 2016	113
Figura 44. Serie de tiempo de las segundas componentes principales (PC2) de la data OI SST V2 ubicada en la zona ecuatorial para el periodo de 1982 – 2016	114
Figura 45. Mapa de correlación de la PC1_costa y anomalías de la SST zona costera 298 km mar adentro (data OI SST v2), para el periodo 1982 – 2016.	115
Figura 46. Mapas de correlación entre la PC1_costa y las anomalías mensuales de la SST ubicada en la zona costera (SST ERSS v5), para el periodo de 1981 – 2016	116
Figura 47. Series de tiempo de las Primeras componentes Principales (PC1) de la data SST ERSS V5 periodo 1981 – 2016	117
Figura 48. Mapas de correlación de la PC1 y las anomalías de la SST en la región ubicada en el área de 30°N – 40°S, 140°W – 295°W data SST ERSS V5, para el periodo de 1981 -2016	118
Figura 49. Mapas de correlación entre la PC1x y las anomalías mensuales de la temperatura máxima ubicado en la costa (PISCOt v1.1) para periodo 1981 – 2016	119

Figura 50. Mapas de correlación entre la PC1m y las anomalías mensuales de la temperatura mínima ubicado en la costa (PISCOt v1.1) para periodo 1981 – 2016	120
Figura 51. Regla de North - Error de estimación del autovalor para las anomalías de la variable SST zona ecuatorial data ERSS v5 para los 12 meses del año del periodo 1981 – 2016.	121
Figura 52. Regla de North – Error de estimación del autovalor para las anomalías de la variable SST zona costera data OI SSTv2 para los 12 meses del año del periodo 1981 – 2016	122
Figura 53. Regla de North – Error de estimación del autovalor para las anomalías de la variable viento meridional data ERA5 para los 12 meses del año del periodo 1981 – 2016	123
Figura 54. Regla de North – Error de estimación del autovalor para las anomalías de la variable viento zonal data ERA5 para los 12 meses del año del periodo 1981 – 2016.....	124
Figura 55. Regla de North – Error de estimación del autovalor para las anomalías de la variable temperatura máxima del aire data Piscot v1.1 para los 12 meses del año del periodo 1981 – 2016.....	125
Figura 56. Regla de North – Error de estimación del autovalor para las anomalías de la variable temperatura mínima del aire data Piscot v1.1 para los 12 meses del año del periodo 1981 – 2016.....	126
Figura 57. Variabilidad interanual de las primeras componentes principales de la SST ERSS ecuatorial y SST costera con la tercera componente principal del viento meridional a 10 m de la superficie para el periodo de 1981 - 2016.....	127
Figura 58. Variabilidad interanual de las primeras componentes principales de la temperatura máxima y mínima del aire con la tercera componente principal del viento meridional para el periodo de 1981 – 2016.....	128

ÍNDICE DE ANEXOS

Anexo 1: Modos de variabilidad espacial y temporal de la temperatura superficial del mar	111
---	-----

RESUMEN

La costa del Perú ha experimentado fluctuaciones significativas en las temperaturas del aire, reflejando una variabilidad climática notable en la región. Por ello el presente estudio tiene como objetivo analizar la variabilidad temporal y espacial de la temperatura máxima y mínima del aire en la costa peruana y su relación con los moduladores de la temperatura superficial del mar y viento zonal - meridional a 10 metros de la superficie para el periodo de 1981 - 2016. Para el análisis de la variabilidad espacial y temporal de las variables seleccionadas, se realizaron preparaciones de datos, que incluyen la eliminación de la estacionalidad, tendencia y normalización de las variables seleccionadas en 3 zonas de estudio. Posteriormente se aplicó la técnica de Funciones Ortogonales Empíricas, obteniendo las primeras componentes principales y los EOF como correlación para las variables descritas. En base al comportamiento de su serie temporal como su distribución espacial los resultados revelaron que los dos primeros modos de variabilidad de la SST representaron a El Niño Canónico y a El Niño Modoki respectivamente. Del mismo modo se encontró que los 3 primeros modos de variabilidad del viento meridional representaron al Anticiclón del Pacífico Sur Oriental (APSO), Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT) y eventos extremos, así como también el primer modo de variabilidad del viento zonal represento al APSO. Respecto, a la temperatura del aire su primer modo presentó un comportamiento interanual influenciada por la geografía y la estacionalidad. El análisis de la correlación de Pearson entre la temperatura mínima del aire y la SST costera, mostraron correlaciones positivas, indicando una clara influencia local de la SST todo el año. Además, la correlación positiva entre la temperatura máxima del aire y la temperatura superficial del mar en la zona ecuatorial durante el verano sugiere una fuerte influencia de la transferencia de calor latente del océano a la atmósfera. Finalmente, la correlación positiva entre el primer modo de la temperatura con el tercer modo de variabilidad del viento meridional se relaciona con procesos de afloramiento que afectan la temperatura del aire en la región.

Palabras clave: Funciones ortogonales empíricas, Pacífico ecuatorial, Pacífico oriental, Niño Canónico, Niño Modoki, modos o patrones de variabilidad, temperatura máxima y mínima del aire, viento zonal y meridional.

ABSTRACT

The Peruvian coast has experienced significant fluctuations in air temperatures, reflecting a remarkable climatic variability in the region. Therefore, the present study aims to analyze the temporal and spatial variability of the maximum and minimum air temperature on the Peruvian coast and its relationship with the modulators of sea surface temperature and zonal - meridional wind at 10 meters from the surface for the period 1981 - 2016. For the analysis of the spatial and temporal variability of the selected variables, data preparations were performed, including the elimination of seasonality, trend and normalization of the selected variables in 3 study zones. Subsequently, the Empirical Orthogonal Functions technique was applied, obtaining the first principal components and the EOFs as correlation for the described variables. Based on the behavior of its time series as well as its spatial distribution, the results revealed that the first two modes of SST variability represented El Niño Canonical and El Niño Modoki respectively. Similarly, it was found that the first 3 modes of meridional wind variability represented the Eastern South Pacific Anticyclone (ESPA), the Intertropical Convergence Zone (ITCZ) and extreme events, as well as the first mode of zonal wind variability represented the ESPA. Regarding air temperature, its first mode presented an interannual behavior influenced by geography and seasonality. The Pearson correlation analysis between minimum air temperature and coastal SST showed positive correlations, indicating a clear local influence of SST throughout the year. In addition, the positive correlation between maximum air temperature and sea surface temperature in the equatorial zone during summer suggests a strong influence of latent heat transfer from the ocean to the atmosphere. Finally, the positive correlation between the first mode of temperature with the third mode of meridional wind variability is related to upwelling processes affecting air temperature in the region.

Keywords: Empirical orthogonal functions, equatorial Pacific, eastern Pacific, Canonical Niño, Modoki Niño, modes or patterns of variability, maximum and minimum air temperature, zonal and meridional wind.

I. INTRODUCCIÓN

La variación temporal de las condiciones atmosféricas como la temperatura, la precipitación y el viento sobre una región determinada, muestran fluctuaciones irregulares a través de una amplia gama de escalas superpuestas en los ciclos medios diarios y anuales. Estas fluctuaciones incluyen la variabilidad a escala sinóptica, ampliamente asociado con el clima, así como variaciones intraestacionales, interanuales, interdecenales y de mayor escala. Estas fluctuaciones surgen de la variabilidad interna de la atmósfera y se acoplan con otros componentes del sistema terrestre, como los océanos, la vegetación terrestre y el hielo marino (Garreaud y Aceituno, 2007).

Según la Organización Meteorológica mundial (OMM, 2021) en febrero del 2020 Perú se caracterizó por presentar días con temperaturas por encima de lo normal e inclusive periodos de olas de calor. Por ejemplo, la estación Jayanca (la Viña) ubicada en el departamento de Lambayeque registro 16 días con temperaturas máximas superiores al percentil 90. Asimismo, se resaltó que durante los meses de febrero y marzo del 2020 se registraron altas temperaturas en la costa norte (Tumbes, Piura y Lambayeque) presentando anomalías positivas mensuales mayores a $+3^{\circ}\text{C}$, sobre sus valores normales de promedio 34.6°C . Los cuales en consecuencia generaron una mayor demanda hídrica y aceleraron la fase de maduración de las cosechas del cultivo de mango Kent de exportación (Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología [SENAMHI], 2020). Sin embargo, estos eventos no solo se asociaron a valores de temperatura máxima, sino también a temperaturas mínimas. Así, en julio y agosto del 2020 se registró una mayor frecuencia de noches frías y extremadamente frías en la costa de Lima, asociado a estos valores de temperatura mínima en agosto se encontró un total de 13 noches entre frías y extremadamente frías. La estación Von Humboldt ($12^{\circ}4'55.95''$ S, $76^{\circ}56'21.98''$ W) registró un mayor número de días con temperaturas mínimas inferiores al percentil 10 (noches frías), e incluso valores inusuales de 9.6°C (1/07/2020) y 9.5°C (13/08/2020) que no se registraban desde 1985 (OMM, 2021). En definitiva, se observa que tales eventos de temperatura máxima y mínima extremas en la costa de Perú repercuten en costos sobre la agricultura de exportación y en el confort de la población. En apoyo a esta falta de análisis Douglas et al., (2009) y Takahashi (2004)

mencionan que pocos estudios se han enfocado en los aspectos regionales o locales a lo largo de la costa noroeste de Sudamérica. Por este motivo presentar un estudio de la variabilidad espacio-temporal mensual de las anomalías de temperaturas a lo largo de la costa, genera un beneficio de conocimiento, información numérica y entendimiento de esta variable.

El presente estudio busca entender y explicar la relación de las variables atmosféricas y oceánicas, además de analizar los modos de variabilidad espacial y temporal asociadas a la dinámica de un determinado fenómeno. Por ende, los modos se obtendrán de las anomalías mensuales de la temperatura superficial del mar (SST), temperatura del aire y viento producto de la interacción océano – atmósfera que suceden en el Pacífico Ecuatorial y en la costa del Perú.

La presente investigación tiene por objetivo general analizar la variabilidad temporal y espacial de la temperatura máxima y mínima del aire en la costa peruana en relación con la variabilidad de la temperatura superficial del mar y el viento zonal – meridional a 10 m de la superficie. Para ello se desarrollarán los siguientes objetivos específicos.

- Determinar los principales modos de variabilidad espacial y temporal de las anomalías mensuales del viento zonal y meridional a 10 metros, la temperatura superficial del mar, y la temperatura máxima y mínima del aire asociados a la dinámica en la zona costera y ecuatorial en el periodo de 1981 – 2016 mediante la técnica multivariada de funciones ortogonales empíricas
- Estimar y evaluar la relación entre los modos principales de variabilidad de las anomalías mensuales del viento zonal y meridional a 10 metros, la temperatura superficial del mar, y la temperatura máxima y mínima del aire para el periodo de 1981 – 2016.

Los resultados obtenidos proporcionarán un material para la interpretación de la variabilidad espacio-temporal de la temperatura máxima y mínima del aire, SST y viento en la región de la costa, que podrán ser útiles a fin de mejorar las estrategias de predicción de la temperatura del aire y del clima regional, así como la optimización de un sistema de alerta ante eventos extremos. Además, que serán utilizados por otros profesionales y/o investigadores de las ciencias atmosféricas o afines, con el objetivo del bienestar de la población y del desarrollo del país.

II. REVISIÓN DE LITERATURA

2.1. BASES TEÓRICAS

2.1.1 Temperatura

La temperatura es la magnitud física que caracteriza el movimiento aleatorio medio de las moléculas en un cuerpo físico. Ahora si especificamos sobre la temperatura del aire, está la podemos definir como la temperatura leída en un termómetro expuesto al aire, protegido de la radiación solar directa (SENAMHI, 2021).

a. Temperatura máxima del aire

La temperatura máxima del aire es el valor más elevado registrado en un día o en un intervalo de tiempo, expresado en grados Celsius (°C). Se registra unas dos o tres horas después del mediodía, en condiciones de cielo despejado o con pocas nubes, cuando el suelo ha absorbido la radiación solar durante varias horas. (SENAMHI, 2021).

b. Temperatura mínima del aire

La temperatura mínima del aire es el valor más bajo registrado en un día o en un periodo específico medido en grados Celsius (°C). Suele ocurrir en las primeras horas de la mañana, ya que, durante la noche, sin la radiación solar directa, se produce la pérdida de calor por la radiación terrestre, lo que ocasiona un descenso significativo en la temperatura de la superficie del suelo (SENAMHI, 2021).

2.1.2 Viento

Los vientos generan las olas y las corrientes en los océanos, siendo impulsados por el calentamiento solar. La región ecuatorial recibe la mayor cantidad de energía solar, lo que la hace más cálida que los polos. El aire caliente, al ser menos denso se eleva, creando áreas de baja presión generando así que a medida que el aire caliente se desplaza hacia el norte o sur desde la región ecuatorial, se enfría y se vuelve más denso consecuentemente haciendo que descienda. Esto ocasiona un gradiente que genera movimientos de masas de aire de mayor a menor presión. Por lo que se forma una celda de circulación o de convección.

Debido a la rotación de la tierra, todo lo que se mueve en su superficie no sigue una línea recta. Así cuando el aire caliente de la región ecuatorial asciende se forman las calmas ecuatoriales y al ser reemplazado por aire de latitudes más altas, se forman los Vientos Alisios. Estos soplan del noreste y sureste desde las altas presiones subtropicales hacia las bajas presiones tropicales de la región ecuatorial (CIIFEN, 2017).

Para la realización de esta investigación se buscó información sobre el viento en la costa oeste de América del Sur, pero se han presentado dificultades como la falta de datos in situ, boyas e instrumental que pueda ayudarnos a obtener datos estratificados de la atmósfera en este lugar, por lo que se centrará en modelos numéricos que simulan esta variable y han sido analizadas por diferentes investigadores.

Rahn y Garreaud (2014), informan que el viento predominante a lo largo de la costa oeste de América del Sur es hacia el Ecuador, impulsado por el anticiclón del Pacífico sureste.

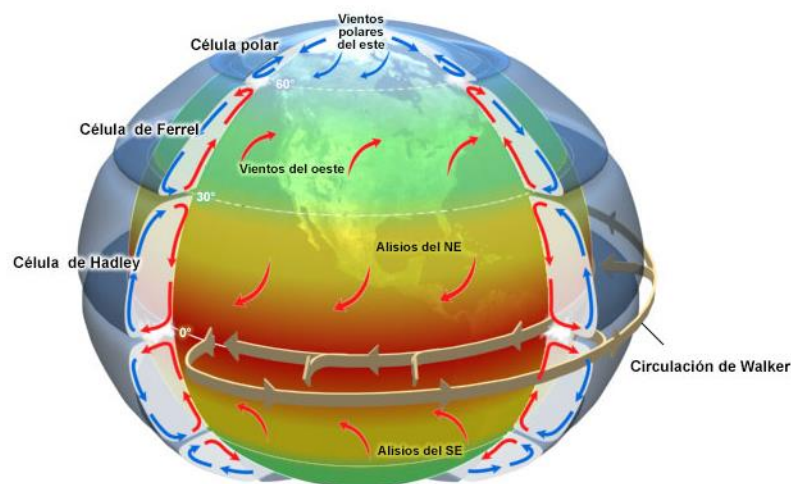


Figura 1. Patrones de viento alisios y celdas de circulación globales.
FUENTE: Sistema Climático CIIFEN (2017).

El viento induce un fuerte afloramiento costero que sostiene una de los recursos pesqueros más importantes del mundo. Esta región carece de una amplia red de observaciones In Situ, por lo que el Reanálisis del Sistema de Pronóstico Climático NCEP de alta resolución (0.313°) se utiliza para presentar una climatología sinóptica del viento a lo largo de la costa de Perú y Chile. La covariabilidad entre el gradiente de presión a lo largo de la costa y el viento a lo largo de la costa, que se identificó previamente para escalas de tiempo sinópticas cerca del centro de Chile, fue generalizada para toda la costa y en escalas de tiempo anuales. Se prestó atención a 3 regiones prominentes de surgencia: Pisco, Punta Lengua de Vaca y Punta Lavapie. Mencionando que el viento costero cerca de Pisco se distribuye

normalmente durante todo el año con un cambio estacional en la media. No obstante, acotan que una vaguada de nivel medio y un ciclón de superficie preceden a los máximos de viento en cada ubicación y son seguidos por una fuerte cresta en el nivel medio y un anticiclón de superficie (Rahn y Garreaud, 2014).

a. Los ciclos medios anual y diario de las condiciones costeras

Los mapas de alta resolución en la Figura 2, confirman el dominio del componente eólico costero en latitudes bajas y subtropicales en la región costera cercana durante todo el año con la notable excepción del sector al norte de la ensenada de Arica (16 – 18° S, donde la línea de costa gira abruptamente) donde el viento del sur incide oblicuamente en la costa.

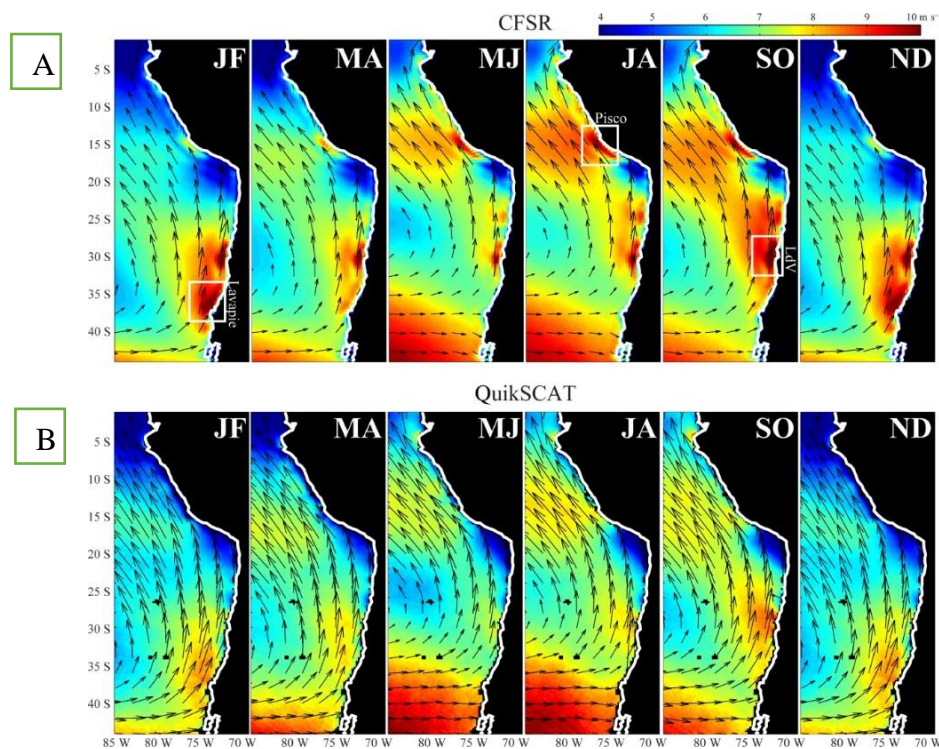


Figura 2. Media bimestral de la velocidad del viento de 10 m (en ms^{-1}) desde (A) el CFSR a las 00 UTC (1979-2010) y (B) el paso de satélite de la tarde (~ 23 UTC) de QuikSCAT (1999-2009). Vectores mostrados en cada ocho puntos de la cuadrícula.

FUENTE: Rahn y Garreaud (2014).

De marzo a junio, el viento costero disminuye en el centro de Chile y el viento del oeste se vuelve dominante en la zona costera al sur de 35° S. Al mismo tiempo, el viento del sureste se incrementa en un área amplia en latitudes más bajas, alcanzando un máximo en el invierno austral (julio - agosto) frente a la región de Pisco en el centro de Perú. El máximo de Pisco aún se presente a principios de primavera (septiembre - octubre) pero tiene una rápida disminución en noviembre.

2.1.3 Temperatura superficial del mar

La temperatura superficial del mar (SST, del inglés Sea Surface Temperature) es una de las variables físicas que mejor indica la variación temporal del ciclo El Niño Oscilación del Sur (ENSO), por lo cual es ampliamente usada para estudiar la variabilidad a diferentes escalas de tiempo en el Océano Pacífico (Purca, Antezana y Riquelme, 2005).

Respecto a su variabilidad Goubanova, Illig, Dewitte y Takahashi (2015) mencionan que, en la costa peruana, la temperatura superficial del mar (SST) experimenta fluctuaciones constantes. Estos cambios se producen en diversas escalas temporales y pueden atribuirse a varios procesos físicos o factores externos. Por ejemplo, las variaciones de la SST que ocurren en períodos cortos, como unos pocos días (variabilidad submensual), suelen estar influenciadas principalmente por las condiciones atmosféricas locales. En las áreas donde se produce el afloramiento costero, estas variaciones están mayormente asociadas con la variabilidad sinóptica del viento.

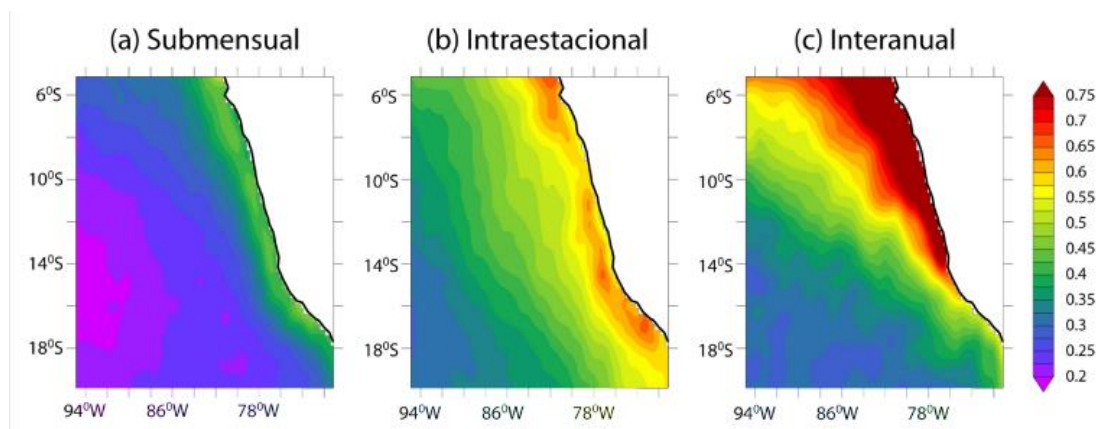


Figura 3. La desviación estándar (en °C) de la SST filtrada en las escalas (a) submensual (2-30 días), (b) intraestacional (30-120 días) y (c) interanual (2 -10 años) calculada sobre el periodo 1990 – 2010. [datos de la SST: Reynolds et al. (2007)].

FUENTE: Goubanova et al., (2015).

La Figura 3 representa la variabilidad de la temperatura superficial del mar (SST) en diferentes escalas temporales. En la escala submensual (Figura 3a), se observa que la mayor variabilidad se encuentra cerca de la costa, aunque con una magnitud relativamente baja (~0.4°C). En contraste, las variaciones interanuales de la SST, que en el mar peruano están principalmente relacionadas con el Niño-Oscilación del Sur (ENSO), muestran una magnitud mayor, especialmente en la costa norte donde se registran valores superiores a 1°C (Figura 3c). La distribución espacial de la variabilidad interanual refleja la influencia de

fuerzas oceánicas remotas asociadas con las ondas kelvin ecuatoriales (Clarke, 2008; Dewitte et al., 2012).

Las fluctuaciones de la SST que se encuentran en la escala de tiempo intraestacional, la cual se refiere a las oscilaciones de las variables climáticas con un periodo que varía entre 30 y 120 días (variabilidad intraestacional) provienen de la variabilidad interna del océano y es asociada a remolinos de mesoescala, sin embargo el artículo se centró en la variabilidad forzada que puede explicar los eventos cálidos o fríos asociados a una alteración del afloramiento promedio dentro de una estación.

Goubanova et al. (2015) sugiere que inicialmente podría pensarse que la principal fuerza impulsora de la variabilidad intraestacional proviene de la influencia oceánica a través de las ondas Kelvin ecuatoriales (Mosquera, 2014). A pesar de que las amplitudes de las ondas Kelvin intraestacionales son más débiles que las asociadas con el ciclo interanual de El Niño-Oscilación del Sur (ENSO), la propagación de estas ondas intraestacionales y su impacto en la termoclina, el nivel del mar y la SST pueden ser observados a lo largo de la costa hasta al menos los 33°S (Hormazabal, Shaffer, Letelier, y Ulloa, 2001). Asimismo, las ondas Kelvin intraestacionales exhiben una mayor intensidad en el verano (al menos durante el período 2000-2008) y se caracterizan en esta estación por oscilaciones relativamente intensas con un período de alrededor de 60 días (Illig, Dewitte, Goubanova, Cambon, Boucharel, Romero, Purca, Monetti, 2014). En cuanto al forzante local atmosférico, el ciclo anual del espectro del viento indica que la variabilidad es máxima para la escala submensual y para la estación de invierno. Por otro lado, las ondas Kelvin generan más del 70% de la variabilidad intraestacional de la termoclina al norte de 20°S. En resumen, aunque las ondas Kelvin intraestacionales se propagan a lo largo de toda la costa del Perú, causando importantes fluctuaciones en la termoclina, su efecto sobre la SST es relativamente menor. Por lo tanto, este análisis sugiere que las variaciones de la SST en la escala intraestacional, que se caracterizan por oscilaciones más marcadas en verano con un período de alrededor de 60 días, son principalmente causadas por los vientos locales. No obstante, el forzamiento del viento en esta escala temporal muestra una variabilidad particularmente baja en verano, a diferencia de la variabilidad de la SST.

2.1.4 Interacción océano – atmósfera

Entender cómo interactúan la atmósfera y el océano es fundamental para hacer predicciones climáticas precisas. El océano actúa como un gran reservorio térmico que ayuda a moderar y regular el clima estacional, además de influir en los cambios climáticos a largo plazo.

Como Iglesias (2010) menciona en su presente tesis doctoral, el clima se define como la percepción del estado climático promedio de la atmósfera para una región específica. Sin embargo, el sistema climático está compuesto por cinco sistemas interconectados que interactúan de manera compleja, facilitando la transferencia de materia y energía. Cada uno de estos sistemas tiene sus propias características distintivas, y juntos conforman los cinco sistemas principales: la atmósfera, la hidrosfera, la litosfera, la biosfera y la criósfera. Por lo tanto, para comprender adecuadamente el comportamiento del clima, es crucial comprender las interacciones entre estos diferentes componentes. A pesar de la existencia de estos sistemas, las predicciones meteorológicas diarias se centran principalmente en el comportamiento de la atmósfera, dado que su variabilidad temporal es mayor que la de los otros sistemas climáticos. Sin embargo, en el caso de predicciones mensuales y estacionales, es crucial considerar las interacciones entre la hidrosfera y la atmósfera. En esta escala temporal más amplia, el océano comienza a tener efectos significativos sobre la actividad de diversos procesos atmosféricos.

Con el panorama claro, es evidente que existe una estrecha relación entre la atmósfera y el océano. Sin embargo, es importante tener en cuenta que estos dos sistemas no son lineales y presentan numerosos grados de libertad, lo que dificulta aún más su análisis y comprensión. Además, la atmósfera funciona como una gran máquina térmica, donde la diferencia de temperatura entre los polos y el ecuador proporciona la energía necesaria para generar ciclos oceánicos y atmosféricos. La mayor parte de esta energía proviene del sol, y aunque la atmósfera es casi transparente a esta radiación incidente, los océanos no lo son. La energía solar es absorbida por la capa superficial de los océanos, que es relativamente delgada en comparación con la profundidad oceánica. La forma de la tierra y su eje de rotación causan que la cantidad de calor recibida por los océanos no sea uniforme, variando con la latitud y las estaciones del año. Esto se traduce en temperaturas superficiales del mar (SST) más cálidas en latitudes bajas y más frías en latitudes altas. Estas diferencias también afectan a la densidad del agua oceánica, lo que influye en los patrones de circulación. Como resultado, el calor liberado por el océano a la atmósfera también es muy desigual (Toba, 2003).

Los principales procesos de interacción océano – atmósfera incluyen cambios de calor, intercambios de agua entre la capa límite de los dos fluidos, la variación de densidad, la evaporación y la cizalladura del viento. Generando que el océano se estratifique verticalmente en función de la temperatura y la densidad de sus aguas. La energía transferida de la atmósfera a la capa superficial de mezcla del océano promueve la circulación en la superficie de este mismo. A su vez, la energía del océano regresa a la atmósfera afectando la circulación atmosférica, el tiempo y el clima. De esta forma, se cierra un ciclo continuo de transferencia de materia y energía que es fundamental para comprender los diversos procesos meteorológicos y climáticos que tienen lugar en la tierra (Rogers, 1995). Los flujos que conectan los dos medios son el flujo de momento, el flujo de energía y el flujo de materiales. El flujo de momento está presentado por los vientos que actúan sobre la superficie del mar. Los flujos de energía pueden ser turbulentos o radiativos. El flujo radiativo es de onda corta y de onda larga, mientras que el turbulento es el flujo de calor sensible y el de calor latente que están directamente relacionados con el transporte de vapor del océano a la atmósfera. En última instancia, la corriente será de agua en forma de vapor o precipitación y de los gases que componen la atmósfera, como el dióxido de carbono (Toba, 2003). También cabe agregar que el océano es la principal fuente de agua del planeta; y a su vez la evaporación del agua de la superficie del océano es una de las principales formas de transferencia de energía entre el océano y la atmósfera. Este vapor asciende hasta condensarse y formar nubes. Las nubes cambian la temperatura de la atmósfera y del océano al absorber la radiación de onda larga de la superficie y reflejar la radiación incidente de onda corta. Los cambios en la temperatura o circulación de los patrones oceánicos y atmosféricos alteran la cantidad y tipo de las nubes que afectan a su vez sobre la precipitación. Este flujo neto de agua dulce, expresado como la precipitación menos la evaporación, es uno de los principales procesos de interacción entre el océano y la atmósfera y forma parte de lo que se conoce como ciclo. Los otros principales procesos que conectan la atmósfera y el océano son la energía que ingresa al océano a través del viento, y el flujo de calor neto en la superficie. Estas interacciones tienen lugar en la interfase aire-agua (Rogers, 1995).

2.1.5 Transferencia de calor sensible y latente

La interfase aire – mar es el origen de toda una serie de interacciones termodinámicas complejas, esta recibe radiación solar energética de onda corta incidente pero refleja una gran fracción de ella, lo que permite que el resto pase y caliente los diez metros superiores

de la capa superficial oceánica. La interfase también envía radiación de onda larga a la atmósfera y al espacio junto a las transferencias radiantes, permite e incluso facilita a través de su compleja topografía el paso del calor a través de procesos moleculares de conducción y difusión. Por lo general, la transferencia de calor procede del océano a la atmósfera (solo en raras condiciones a la inversa) a lo largo de dos vías, como transferencia de calor sensible y latente.

El calor sensible aumenta o disminuye la temperatura del aire, pero es el socio menor, la mayor parte de la transferencia de calor del océano mundial a la atmósfera se produce a través de la evaporación y la consiguiente transferencia de calor latente. Las transferencias de calor radiante influyen indirectamente en las transferencias moleculares de la interfaz a través del balance de calor de las “capas mixtas” del lado del aire y del lado del agua (Csanady, 2001).

2.1.6 Funciones Ortogonales Empíricas (EOF)

Lorenz (1956) alega que la técnica del EOF se aplica ampliamente en el análisis de la variabilidad espacial y temporal de grandes conjuntos de datos multidimensionales y se usa comúnmente en estudios meteorológicos.

El National Center for Atmospheric Research Staff (NCAR, 2013) menciona que, los estudios climáticos, el análisis EOF se utiliza a menudo para estudiar posibles modos espaciales o patrones de variabilidad y cómo cambian con el tiempo (p. ej., la Oscilación del Atlántico Norte). En estadística el análisis EOF se conoce como análisis de componentes principales (PCA). Como tal, el análisis EOF a veces se clasifica como una técnica estadística multivariada. Sin embargo, no existe una hipótesis a priori basada en alguna distribución de probabilidad y, por lo tanto, no hay una prueba estadística.

Asimismo, el análisis EOF no se basa en principios físicos. Más bien, un campo se divide en modos matemáticamente ortogonales (independientes) que a veces pueden interpretarse como modos atmosféricos y oceanográficos ('estructuras').

Por lo general, los EOF se encuentran calculando los valores propios y los vectores propios de una matriz de covarianza de anomalía ponderada espacialmente de un campo. Más comúnmente, los pesos espaciales son el coseno(latitud) o, mejor para el análisis EOF, la raíz cuadrada del coseno(latitud). Los valores propios derivados proporcionan una medida de la varianza porcentual explicada por cada modo. Desafortunadamente, los valores propios

no son necesariamente distintos debido a problemas de muestreo. North, Bell, Cahalan y Moeng (1982) proporcionan una regla general para determinar si un valor propio particular (moda) es distinto de su vecino más cercano. Los procesos atmosféricos y oceanográficos suelen ser rojos, lo que significa que la mayor parte de la varianza (potencia) está contenida en los primeros modos. Las series de tiempo de cada modo (también conocido como componentes principales) se determinan proyectando los vectores propios derivados en las anomalías ponderadas espacialmente. Esto dará como resultado la amplitud de cada modo durante el período de registro.

Por construcción, los modos de EOF y los componentes principales son independientes. Dos factores inhiben la interpretación física de los EOF: (1) la restricción de ortogonalidad y (2) los modos derivados pueden depender del dominio. Los sistemas físicos no son necesariamente ortogonales y si los modos dependen de la región utilizada, es posible que no existan si cambia el dominio. Aun así, incluso con estas deficiencias, el análisis EOF clásico (ACP) ha demostrado ser de gran utilidad.

2.1.7 Climatología

Según la Guía de prácticas climatológicas de la OMM (2018) la climatología se centra en el estudio del clima, abarcando el funcionamiento del sistema climático, sus variaciones y extremos, y su impacto en diversas actividades humanas, como los recursos hídricos, la salud, la seguridad y el bienestar. En términos generales, el clima se define como las condiciones meteorológicas típicas (normales) de un lugar y período específico. Para entender el clima, se analizan estadísticamente las tendencias y la variabilidad de elementos como la temperatura, la precipitación, la presión atmosférica, la humedad y los vientos. También se puede abordar el clima como un factor determinante de las actividades humanas o como un recurso o riesgo para estas.

2.1.8 Normal Climatológica

La normal climatológica, o valor normal, se emplea para definir y comparar el clima, y suele representar el promedio de una serie continua de mediciones de una variable climatológica durante un período de al menos 30 años. La anomalía se refiere a la diferencia entre el valor registrado de la variable y su promedio.

2.1.9 Escala temporal de la variabilidad climática

La variabilidad del clima se refiere a las fluctuaciones en las condiciones climáticas entre diferentes períodos de tiempo, como los intraestacionales, interanuales e interdecenales. Esta variabilidad está asociada principalmente con cambios en la circulación atmosférica y oceánica, así como con las propiedades de la superficie terrestre, como la humedad del suelo, en escalas temporales que van desde lo intraestacional hasta lo interdecadal. (OMM, 2018).

La variabilidad climática se presenta en diferentes escalas de tiempo. Para encontrar las oscilaciones en una determinada escala se requiere de un análisis espacial a las series historias de diferentes variables climatológicas, entre estas tenemos a:

a. Variabilidad climática estacional

Esta escala contiene las fluctuaciones del clima a nivel mensual

b. Variabilidad climática Intraestacional

Este tipo de variabilidad es menos notoria y ha sido menos estudiada (Pabón, 1997). Se presentan dentro de las estaciones, oscilaciones que determinan las condiciones de tiempo durante semanas e inclusive de uno a dos meses.

c. Variabilidad climática Interanual

A esta escala corresponden las variaciones que se presentan en las variables climatológicas de año a año. Se tiene señales (3 a 7 años) relacionadas a los eventos ENSO.

2.1.10 Serie de tiempo

Una serie de tiempo, también conocida como serie temporal, consiste en una secuencia de datos, observaciones o valores que se registran en momentos específicos y se ordenan cronológicamente. Estos datos pueden estar espaciados a intervalos regulares o irregulares en el tiempo. Una vez que se recopila una serie de tiempo, suele someterse a un análisis para identificar patrones en los datos y comprender cómo evolucionan con el tiempo. La capacidad de trabajar con datos de series temporales es fundamental en el mundo actual. Uno de los usos más comunes de las series de tiempo es en el análisis para la predicción y el pronóstico, como en el caso de datos climáticos, acciones de bolsa o datos demográficos. Resulta difícil encontrar un campo de las ciencias en el que no se utilicen datos que puedan considerarse series temporales. (López, 2016).

Las características que hacen a las series de tiempo especiales y las diferencia de, por ejemplo, un problema de regresión son las siguientes:

Son dependientes del tiempo, suelen tener una tendencia y suelen estar autocorrelacionadas.

Las series de tiempo estacionarias son aquellas cuyas propiedades no se ven afectadas por los cambios a lo largo del tiempo. Estas series son importantes porque la mayoría de los modelos de series de tiempo operan bajo la premisa de que la serie es estacionaria. Intuitivamente, podemos asumir que, si una serie tiene un comportamiento particular en el tiempo, es probable que ese comportamiento continúe en el futuro. Además, las teorías relacionadas con las series estacionarias están más desarrolladas y son más fáciles de implementar en comparación con las series no estacionarias (López, 2016).

2.2. CARACTERÍSTICAS CLIMÁTICAS DE LA COSTA PERUANA

La costa del Perú se extiende a lo largo de un estrecho, pero largo territorio frente al océano Pacífico, comenzando en Boca de Capones en la localidad de Tumbes y llegando hasta la frontera con La Concordia en Chile. Esta zona, conocida también como la Chala, tiene una altitud que oscila alrededor de los 500 metros sobre el nivel del mar y una extensión horizontal que varía de 40 a 170 km.

En esta sección se abordará sobre los principales controladores climáticos que predomina en las costas de Perú.

2.2.1. CONTROLADORES METEOROLÓGICOS

Según Castro et al. (2020) los controladores meteorológicos son sistemas a escala continental y mesoescala, que determinan en gran medida el tiempo y clima del Perú como de la costa y estos son:

a. Masas de aire

Las masas de aire dominantes que influyen en la región centro – oeste de Sudamérica, son la del Pacífico y el Atlántico, sin embargo, como menciona Gilford, Vojtesak, Myles, Bonam, Martens (1992). la cordillera de los Andes evita un intercambio regular entre ellos por debajo de los 8000 pies (2440 msnm), excepto en casos raros de 5 a 8 °S.

b. Anticiclón Subtropical del Pacífico Sur

Se refiere a un sistema meteorológico de alta presión atmosférica semipermanente y bien definido que se encuentra sobre el océano Pacífico. Su ubicación está determinada por las altas montañas de la cordillera occidental de los Andes, que bloquean su desplazamiento hacia el este (Gilford et al., 1992). Este sistema está presente en la troposfera durante todo el año y se mantiene debido a la convergencia de los vientos en la troposfera alta, lo que produce subsidencia, un brazo descendente de la circulación de Hadley (Hastenrath, 1991).

El centro anticiclónico del sistema, con una presión de 1026 hPa en octubre, se encuentra más cerca del ecuador geográfico (25°S, 90°W) y en abril se aleja, con una presión de 1021 hPa (35°S, 92°W). En la tropósfera baja, el aire circula en sentido antihorario sobre extensas áreas del océano Pacífico tropical y subtropical oriental, así como sobre una estrecha franja costera al oeste de los Andes occidentales. Al norte, su límite es la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT), y al sur, el frente polar con sus perturbaciones ciclónicas (Kampf y Chapman, 2016).

Los vientos alisios del sureste, que están asociados al anticiclón, al interactuar con la vertiente occidental de los Andes, la franja costera, la corriente de Humboldt, los afloramientos costeros y la frecuente y extensa capa de nubes bajas sobre el Pacífico tropical oriental, mantienen la temperatura superficial del mar (SST) peruano y chileno anómalamente baja en comparación con su media latitudinal (Rutllant, Fuenzalida, Aceituno, 2003).

Como resultado, el anticiclón, con su subsidencia fortalecida por las temperaturas superficiales del mar muy frías, es la principal causa de la aridez en la costa peruana y la semiaridez en la sierra occidental sur y central. El clima meteorológico en la costa y la sierra occidental del Perú depende de la intensidad y ubicación del centro anticiclónico, así como de las diferentes configuraciones espaciales que adoptan los campos de presión.

Durante los eventos de El Niño, el anticiclón se debilita notablemente, lo que provoca una disminución en la intensidad de los vientos alisios asociados. Esto, a su vez, resulta en una reducción o desaparición de los afloramientos y una disminución en la velocidad de la corriente de Humboldt. Todo esto contribuye al calentamiento del mar peruano y, en la costa norte, se observa un tiempo meteorológico más tropicalizado, con un aumento de la temperatura del aire y de las lluvias. Por el contrario, durante los eventos de La Niña, ocurre lo contrario. (Castro et al., 2020).

c. Zona de convergencia Intertropical (ZCIT en inglés)

La Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT) se refiere a la convergencia de los vientos alisios del noreste con los del sureste en la región ecuatorial-tropical. Esta convergencia genera una cadena de tormentas convectivas en constante movimiento, siguiendo la migración estacional del sol, que proporciona la energía necesaria para estas tormentas. La ZCIT se desplaza desde el Trópico de Cáncer en el hemisferio norte hasta el Trópico de Capricornio en el hemisferio sur, pasando por el ecuador durante los solsticios. En el continente, la ZCIT se encuentra en la zona donde el aire está más húmedo dentro de la vaguada ecuatorial, una zona de baja presión atmosférica donde se producen las mayores precipitaciones. En el océano, la ubicación de la ZCIT está más influenciada por la magnitud y distribución espacial de las temperaturas del mar que por el máximo de radiación solar en su migración latitudinal. Por lo tanto, sobre el océano, tiende a ubicarse sobre las aguas más cálidas.

Sobre el continente, las tormentas asociadas a la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT) están mucho más dispersas, y la ZCIT sigue la marcha anual del sol con dirección norte-sur, aunque con un cierto retardo temporal. Este retardo se debe a la menor inercia térmica del calentamiento del aire en el continente. En el océano, la gran inercia térmica de la capa de mezcla oceánica genera un retardo mucho mayor en el calentamiento de la atmósfera. Esto origina un desfase del posicionamiento latitudinal de aproximadamente 10° al norte de la línea ecuatorial. El aire húmedo que asciende hasta la troposfera alta hace que el vapor de agua se condense o se solidifique, procesos que liberan una gran cantidad de calor.

En la región andina del Perú, especialmente durante los meses de verano, es difícil identificar una Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT) continua debido a que el efecto orográfico modifica significativamente tanto el patrón de circulación como la interacción entre la superficie y la atmósfera. Por otro lado, en regiones más planas y homogéneas, como sobre los océanos, la ZCIT se establece e identifica claramente. Las tormentas asociadas a la ZCIT cubren gran parte de la cuenca amazónica peruana y se desarrollan también en el norte de Argentina, Paraguay y el sur de Brasil (Castro et al., 2020).

La Zona de convergencia Intertropical es la línea divisoria entre los vientos alisios del sureste y del noreste, que coincide con la parte ascendente de la celda de Hadley. Este ascenso está asociado a la convergencia de vientos en superficie y se distingue de otras zonas por su

estrechez en la dirección meridional, así como su orientación zonal (Zhang y McGauley, 2004)

d. Jet de bajos niveles costeros

Se desarrolla a lo largo de la costa oeste de Sudamérica, afectando tanto la costa peruana como la chilena. En Perú, se conoce como Viento Paracas y, según Escobar (1993), puede alcanzar velocidades de entre 15 y 35 nudos, generando levantamiento de arena y polvo que reducen la visibilidad horizontal a 100 metros. Estos vientos son más frecuentes durante los meses de invierno, especialmente en julio y agosto. Gilford et al. (1992) determinaron que este fenómeno se ubica principalmente entre los 10°S y 20°S y a una altitud de entre 1000 y 2000 pies. Por otro lado, el jet de bajos niveles costero chileno fue estudiado por Garreaud y Muñoz (2005), quienes determinaron que es más frecuente hacia finales de la primavera y verano, con el 60 por ciento de los casos registrados en ese periodo. Este jet está estrechamente relacionado con el anticiclón del Pacífico sur, especialmente con el flujo de vientos del sur en su lado este. También está asociado al paso de una dorsal en latitudes medias, en la zona del sureste del Pacífico y el sur de Sudamérica.

e. La circulación de Walker

La circulación de Walker (Figura 4) es un componente importante del sistema climático global; presenta vientos de bajo nivel que soplan de este a oeste a través del Pacífico central, un movimiento ascendente sobre el continente marítimo y el cálido Pacífico occidental, un flujo de regreso de oeste a este en la tropósfera superior y un movimiento descendente sobre el agua fría del Pacífico oriental (Walker, 1925; Philander, 1990; Bjerknes, 1969). La circulación de Walker regula el intercambio global de energía térmica, impulso y vapor de agua dentro de los trópicos a través de movimientos de vuelco sustanciales. Además de realizar una tarea importante en la estabilidad de la energía atmosférica.

La circulación de Walker está impulsada por gradientes de temperatura y presión. Se forman áreas de alta presión sobre las aguas más frías del Pacífico Oriental. Asimismo, se forman áreas de baja presión sobre el Pacífico occidental más cálido. Los vientos cerca del Ecuador fluyen desde áreas de alta presión a baja presión, por lo que los vientos cercanos a la superficie cruzan el Pacífico y se mueven de este a oeste como parte de los vientos alisios.

Estos vientos alisios empujan hacia el oeste parte del agua cálida cerca de la superficie del océano, lo que ayuda a que la temperatura del aire sea más cálida allí. El aire cálido sobre el Pacífico occidental se eleva y forma nubes, perdiendo su humedad en forma de precipitación.

El aire más seco luego viaja de regreso a lo largo de la parte superior de la tropósfera hacia el Pacífico oriental, creando un bucle. Este aire fresco del Pacífico luego converge con el aire fresco del continente y se hunde a lo largo de la costa oriental del Pacífico. Debido a que el aire es fresco y seco, hay menos tormentas en esta región de alta presión.

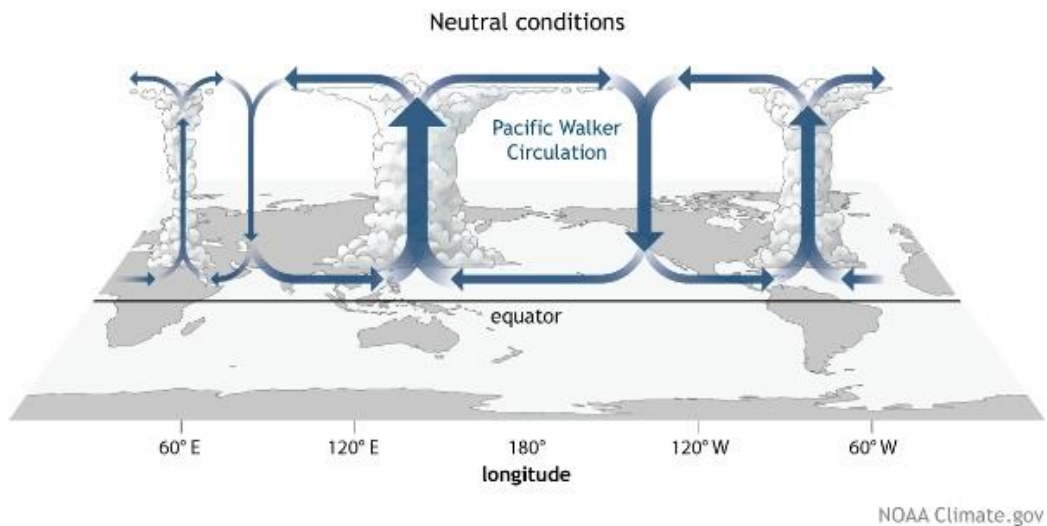


Figura 4. Circulación de Walker en condiciones Neutrales del ENSO,
FUENTE: Di Liberto (2014, August 1th)

Olaoluwa y Yuping (2021) en las posiciones mensuales de la Circulación de Walker, mencionan que este es una circulación zonal asimétrica del Pacífico tropical que es impulsada por la diferencia de temperatura del mar (SST) a lo largo del Pacífico ecuatorial, que es causada por la interrupción continental de los principales movimientos oceánicos sobre el Continente Marítimo. La circulación de Walker varía regularmente debido a las diferencias en el intercambio de energía entre la atmósfera y el océano (Kumar y Rajagolapan, 1999; Hersbach et al., 2002), en consecuencia, investigaron su evolución y alteraciones mensuales, según lo indicado por datos del ERA5 y el NCEP2.

La Figura 5 muestra la variación media mensual de la Circulación de Walker en la que se encontró que este era más fuerte en el Pacífico oriental en enero y febrero, antes de cambiar al Pacífico central en marzo y abril. La Circulación de Walker comienza a aumentar hacia el oeste en el Pacífico occidental en mayo y continúa hasta septiembre, con un pico en julio. Este comienza a debilitarse en el Pacífico occidental en octubre y continúa moviéndose hacia el este hasta diciembre.

2.2.2. CONTROLADORES OCEÁNICOS

La costa del Perú presenta características únicas debido a las corrientes superficiales y los afloramientos de aguas frías que provocan cambios en la temperatura del agua y el nivel del mar, así como en la concentración de nutrientes en las primeras 30 millas desde la costa. (Castro et al., 2020).

El clima de la costa peruana está directamente influenciado por la Temperatura Superficial del Mar (SST, por sus siglas en inglés). La baja temperatura del mar en esta región estabiliza y enfría la masa de aire que circula sobre él, lo que favorece la formación de nieblas y neblinas costeras cuando la humedad atmosférica se condensa al entrar en contacto con la superficie fría del mar. Este fenómeno es más común en otoño e invierno (Thorntwaite, 1931). La presencia del mar frío, la subsidencia asociada a la presión atmosférica del Anticiclón del Pacífico Sur y la inversión térmica resultante limitan el ascenso del aire, lo que dificulta la formación de nubes de lluvia. En su lugar, se forman nubes estrato y estratocúmulos, principalmente entre junio y septiembre, en gran parte de la costa peruana.

El sistema de la corriente de Humboldt también denominado Sistema de Corriente Perú-Chile, se caracteriza por un flujo de agua subantártica fresca y relativamente fría que se extiende a lo largo de la costa oeste de América del Sur desde aproximadamente 42°S (Chile) hacia el norte llegando a las islas Galápagos. Asimismo, frente a Perú los vientos fuertes estacionales (invierno), la contribución de la rotación de la tierra (efecto Coriolis), la interacción entre la Corriente de Humboldt y la Corriente Peruana Costera (Kämpf y Chapman, 2016), ejercen una significativa influencia sobre el clima de la costa peruana, regulando temperaturas del aire durante el invierno con cielos cubierto, neblinas y ausencia de lluvias. No obstante, según su ubicación

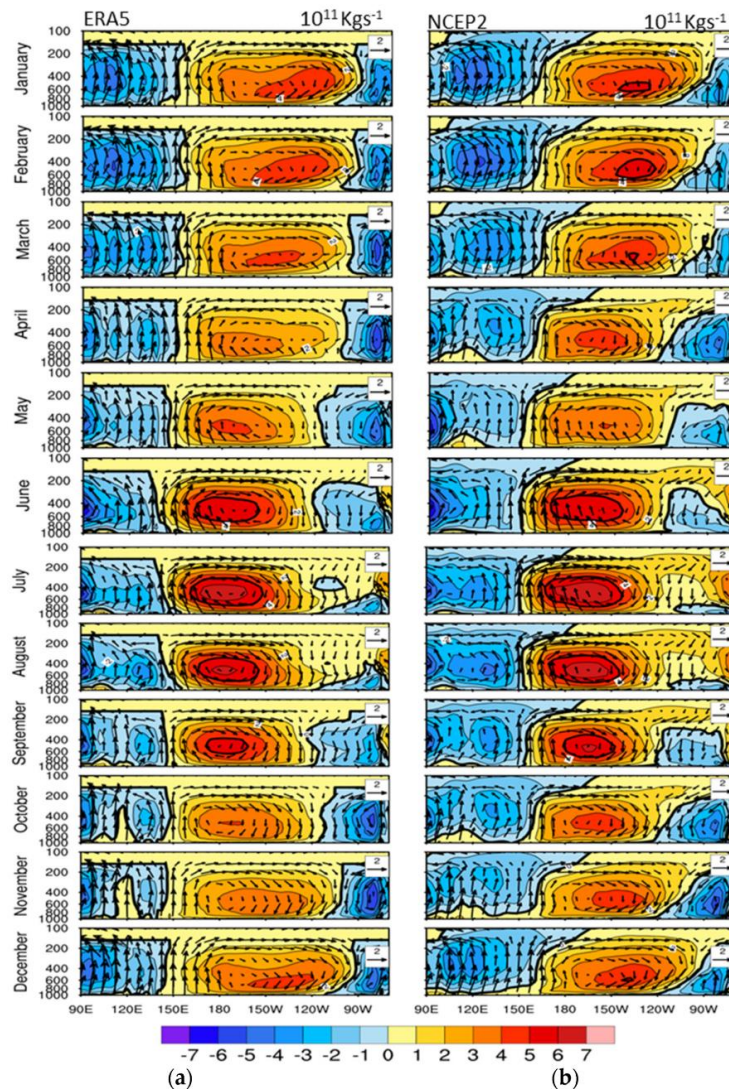


Figura 5. Variación media mensual (1979 – 2019) de la Circulación de Walker tropical en (a) ERA5 y (b) NCEP2. Los vectores son la combinación de la velocidad de la presión ($\omega \times 50$; Pa s⁻¹) y el viento zonal divergente (ms⁻¹). El sombreado y los contornos representan la función de flujo de masa zonal (10^{11} Kg/s) promediada entre 5° S y 5° N.
FUENTE: Olaoluwa y Yuping (2021).

geográfica de latitud tropical, la costa no presenta un clima que corresponda a la zona intertropical; las aguas frías asociadas a esta corriente y la inversión térmica originan más bien un clima seco, desértico y templado. Sin embargo, en ocasiones la corriente de Humboldt no emerge debido al debilitamiento de los alisios del sureste, lo que permite que los vientos del norte lleven aguas cálidas hacia el sur, fenómeno conocido como Corriente del Niño. Esta corriente reemplaza temporalmente a la corriente de agua fría, principalmente en el extremo norte de la costa peruana. Dependiendo de las condiciones atmosféricas y de la estacionalidad, este fenómeno puede causar un aumento de la SST de hasta 10°C, lo que puede resultar en lluvias intensas e inundaciones. Si la anomalía de la SST supera el umbral de 0,5°C por tres meses consecutivos, se define la presencia de El Niño Costero.

Las corrientes marinas del Perú también se ven fuertemente afectadas por la variabilidad interanual a gran escala causada por los eventos El Niño-Oscilación del Sur (ENSO). Durante fuertes eventos de El Niño, la circulación oceánica se ve alterada, debilitando las corrientes de aguas frías. Además, las anomalías atmosféricas de gran escala favorecen el calentamiento del mar peruano y del Pacífico ecuatorial en general, lo que provoca un cambio radical en el clima de la costa, pasando de un clima templado a uno cálido y lluvioso, más típico de los trópicos (fenómeno conocido como tropicalización), especialmente en la costa norte y central. Por otro lado, durante los eventos de La Niña, ocurre lo contrario. Los vientos sobre la superficie del océano Pacífico se intensifican y se producen afloramientos de aguas frías hacia el ecuador. Esto se traduce en una disminución de las temperaturas diurnas y nocturnas a lo largo de la costa, un aumento en la humedad relativa y una mayor cobertura nubosa, con la presencia de neblinas y lloviznas más frecuentes de lo normal.

2.3. FUENTE DE VARIABILIDAD INTERANUAL

2.3.1. El Niño Oscilación del Sur (ENSO, por sus siglas en inglés)

El Fenómeno El Niño-Oscilación del Sur (ENSO) es la mayor perturbación natural en el sistema climático global. En una escala de tiempo interanual, este fenómeno está asociado con procesos de reorganización en el sistema océano-atmosférico en el Pacífico Tropical, lo que a su vez provoca anomalías climáticas remotas, conocidas como teleconexiones, tanto en áreas tropicales como extratropicales del planeta. Debido a su naturaleza y sus impactos en los ecosistemas y economías globales, este fenómeno ha despertado el interés de varios estudios que buscan comprender los procesos que explican su ocurrencia, intensidad e impactos, a través de mediciones instrumentales periódicas en el sistema océano-atmosférico. (Apaéstegui, 2015).

2.3.2. Diferentes tipos de ENSO

Según Tedeschi (2017), en el inicio del siglo XXI varios estudios (Larkin y Harrison, 2005; Ashok, Behera, Rao, Weng y Yamagata, 2007; Yu y Kim, 2013, entre otros) analizaron la ocurrencia y los patrones de los diferentes tipos de eventos ENSO, clasificados según donde en el Pacífico Ecuatorial se presentaron las anomalías de la temperatura superficial del mar (ATSM). De forma general, los estudios analizaron dos tipos de El Niño según si el calentamiento se da en el Pacífico Ecuatorial Oriental o el Central, aunque también hay estudios que investigaron los diferentes tipos de La Niña (Tedeschi et al., 2013, 2015, 2016; Rodrigues y McPhaden, 2014; Córdoba-Machado et al., 2015). Al analizar los modos de

EOF (Empirical Orthogonal Function) sobre el Pacífico Ecuatorial, Ashok et al. (2007) notaron que la primera EOF representaba el patrón clásico del fenómeno ENSO, con calentamiento principalmente en el Pacífico Ecuatorial Oriental, mientras que la segunda EOF mostraba un calentamiento en el Pacífico Ecuatorial Central y enfriamiento en el Oriental y Occidental. A este último patrón los autores dieron el nombre de El Niño Modoki y, basado en este, establecieron un índice que es utilizado para definir los años de El Niño Modoki. Este índice se calcula como la diferencia entre la ATSM en la región (165°E-140°W, 10°S-10°N) y el promedio de las regiones (110°W-70°W, 15°S-5°N) y (125°E-145°E, 10°S-20°S). Takahashi et al. (2011) propusieron que los dos primeros modos de EOF calculados no describen diferentes fenómenos como los propuestos por Ashok et al. (2007), pero sí una evolución no lineal del fenómeno ENSO, y así definieron índices E y C que aproximadamente coinciden con la ATSM en las regiones Niño 1+2 (90°W-80°W, 0°-10°S) y Niño 4 (160°E-150°W, 5°N-5°S) para definir los años en cada categoría.

Otra forma de definir los diferentes tipos de ENSO es a través de los índices ya conocidos como el Niño 3, para los fenómenos que ocurren en el Pacífico Ecuatorial Oriental, y el Niño 4 para los fenómenos en el Pacífico Ecuatorial Central (Kug et al., 2009).

Considerando las diversas formas de definir diferentes categorías de ENSO, los campos de anomalías de la temperatura superficial del mar pueden ser representados por tres patrones:

- 1) ENSO CENTRAL: Las máximas ATSM ocurren en el Pacífico Ecuatorial Central, como durante El Niño de 1994/1995
- 2) ENSO ORIENTAL: Episodios con máximas ATSM sobre el Pacífico Ecuatorial Oriental, como durante el Niño de 1997/1998.
- 3) ENSO MIXTO: Máximas ATSM repartidas por todo el Pacífico Ecuatorial, como ocurrió durante el Niño 2015/2016.

Cabe mencionar que el Niño del Pacífico Ecuatorial Central se ha vuelto más frecuente y más persistente en las últimas décadas (Ashok et al., 2007; Lee y McPhaden, 2010; Yu y Kim, 2013; entre otros).

2.4. ANTECEDENTES

2.4.1. Influencia de la temperatura de la superficie del mar en la temperatura del aire en los trópicos

El estudio realizado por Wu y Newell (1998), demostró la influencia crucial de las temperaturas de la superficie del mar en el Pacífico oriental tropical (TEP), sobre los cambios de temperatura del aire en la tropósfera tropical (por ejemplo, Newell y Weare 1976; Ropelewski y Halpert, 1987; Philander, 1990). Usando datos de temperatura del aire troposférico (MSU), mostraron que las temperaturas de la tropósfera tropical a unos 10° del ecuador, la franja tropical, sube y baja junto con SST en el TEP. Además, menciona que para que un área oceánica tenga una influencia significativa en los cambios de temperatura en la atmósfera, sus anomalías de SST deben poseer al menos tres propiedades: Gran Amplitud, Larga persistencia y Amplia coherencia espacial.

Wu y Newell (1998) mencionan que las grandes anomalías de la SST son una condición necesaria, pero por si solas no son suficiente para explicar una estrecha interrelación aire – mar. La SST influye en la atmósfera a través de los flujos de calor de la superficie oceánica, principalmente en el flujo de calor latente. Los resultados abarcados en el artículo muestran que las SST y las anomalías de calor latente en la región TEP no solo son las más grandes en los trópicos, sino que también son persistentes y espacialmente coherentes, ninguna otra parte de los océanos tropicales presenta tales propiedades. Esto explica el por qué solamente el océano en la región TEP está relacionado con los cambios de temperatura del aire troposférico.

Las SST cálidas persistentes y espacialmente coherentes mejoran la evaporación en el TEP. Esto trae calor latente adicional a la atmósfera, que luego se libera mediante un movimiento ascendente en el Pacífico ecuatorial central. Según el modelo que fue usado en esta investigación, una fuente de calor adicional refuerza aún más el movimiento ascendente. La liberación de calor latente, aunque no se incluye explícitamente en el modelo, proporciona esta fuente adicional. El movimiento ascendente reforzado induce un movimiento descendente anómalo en otras partes de los trópicos. La liberación de calor latente calienta el Pacífico ecuatorial central y la subsidencia adiabática calienta el resto de los trópicos. Como resultado, toda la tropósfera tropical se calienta con una fuente de calor local del TEP (Wu y Newell, 1998).

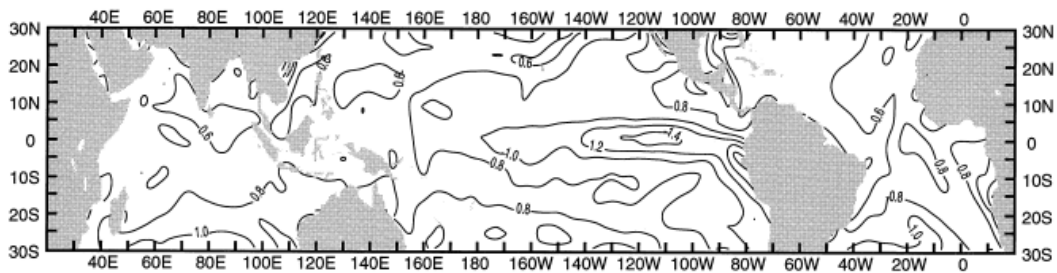


Figura 6. Desviaciones estándar de las SST en los trópicos para el periodo 1949-90 (unidades, °C).
FUENTE: Wu y Newell, 1998, p.276.

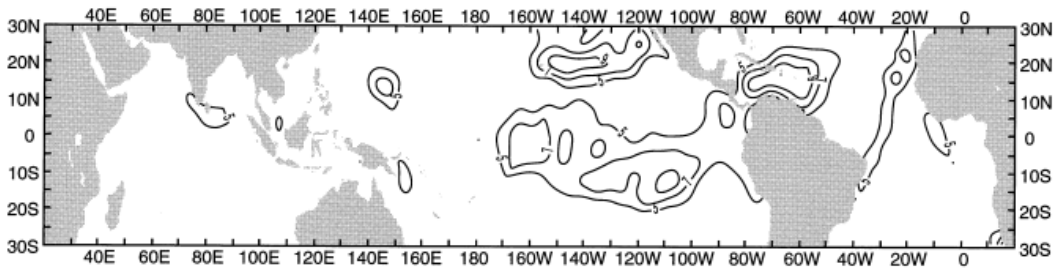


Figura 7. La persistencia de anomalías de SST. La persistencia es el número de meses después de los cuales el coeficiente de correlación de retraso automático de la SST cae por debajo del nivel de significancia del 95%. Las SST mensuales para el periodo 1962-1990 se utilizan en los cálculos.
FUENTE: Wu & Newell, 1998, p.276.

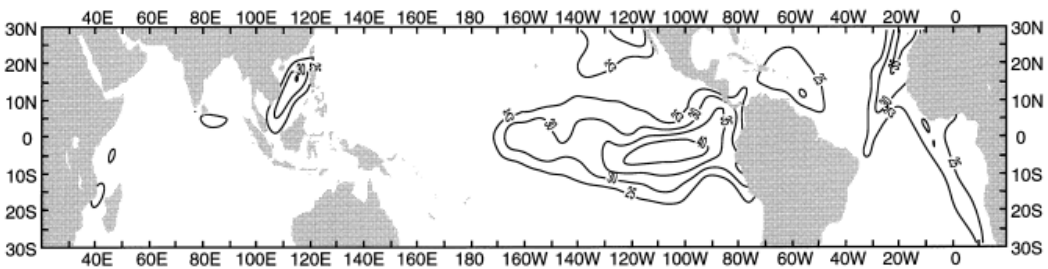


Figura 8. La coherencia espacial de las anomalías de SST (unidades, %). La coherencia se mide mediante el coeficiente de correlación cruzada de las SST promediadas en todas las cuadrículas de 2° x 2° dentro de los 15° de latitud y longitud. El nivel de significancia del 95% está asociado con el coeficiente de aproximadamente el 25%. Datos para 1961 – 1990 se utilizan.
FUENTE: Wu y Newell, 1998, p.276.

2.4.2. Relaciones a gran escala entre la temperatura de la superficie del mar y la temperatura del aire en la superficie

En la investigación de Cayan (1980) se observa que las relaciones empíricas entre la temperatura superficial del mar (SST) y las temperaturas del aire en la superficie (SAT) se evalúan en escalas de tiempo mensuales, estacionales y anuales para el área de Marsden Square, en los océanos del Pacífico Norte y Atlántico Norte. Observándose que la SST y la SAT tienen aproximadamente la misma varianza en toda la región de muestra. También se menciona que las observaciones de SST y SAT generalmente se miden en puntos por debajo y por encima de la superficie del mar y su diferencia (SST – SAT), puede tomarse como un

indicador de la estabilidad vertical de la región cercana a la superficie. Además, menciona que la diferencia instantánea de SST – SAT está directamente relacionada con el flujo de calor sensible, este flujo también está fuertemente determinado por la velocidad de viento y, en cierta medida, por la estabilidad de la capa superficial atmosférica.

Respecto a la relación de varianza de SST y la SAT, se menciona que los mapas de razón indican que las varianzas son aproximadamente iguales a la proximidad de sus amplitudes en las escalas de tiempo mensual a estacional. Por último, se menciona sobre la correlación contemporánea de la SST y la SAT, lo que mostró unas correlaciones generalmente altas, lo que indico el alto nivel de comunicación térmica en la interfaz en estas escalas de tiempo bastante grandes. El aumento o disminución en la correlación puede ser causado por procesos advectivos más débiles o más fuertes dependiendo de la estación en la que se encuentra.

III. METODOLOGÍA

3.1. Descripción del área de estudio

Según Garreaud, y Aceituno, (2007) la región del Pacífico sur concentra gran parte de los fenómenos atmosféricos asociados a la dinámica tropical, subtropical y de características de latitudes medias que, en interacción con el océano, modulan la variabilidad climática de escalas de tiempo que van de unos pocos meses hasta más de un año.

Es así que para identificar la variabilidad espacial y temporal de los moduladores (temperatura superficial del mar y viento a 10 m sobre la superficie) se seleccionó el área que corresponde a la región del Pacífico ecuatorial tropical entre los 15°N – 15°S, 200°W – 80°W (Figura 9). Y también, se tomó la sección paralela a la costa peruana con una profundidad de 160 Millas Náuticas o de 298 km mar adentro (Figura 10).

Para el análisis de la temperatura del aire se tomó la región de la costa que presenta el 11.6% del territorio nacional que se caracteriza por ser una franja situada entre el litoral del océano Pacífico y los contrafuertes de la cordillera occidental de los Andes, está formada por pampas desérticas áridas, tablazos, superficies rocosas, y acantilados empinados en la costa sur principalmente (cordillera de la costa). Esta franja desértica (Figura 11) es interrumpida por valles de vertientes de la cordillera occidental andina que drenan en el Pacífico (Castro et al., 2020, p. 9 - 10).

Gilford et al., (1992) menciona que “las escarpadas montañas de los Andes forman una barrera natural para el flujo atmosférico general, extendiéndose de norte a sur por más de 1600 Millas náuticas desde la frontera de Perú – Ecuador hasta los 28°S, afectando a todas las variables meteorológicas” (p. 117).

3.2. Datos grillados

En esta sección se estará detallando las características de las fuentes de datos que fueron usadas para la elaboración de la tesis.

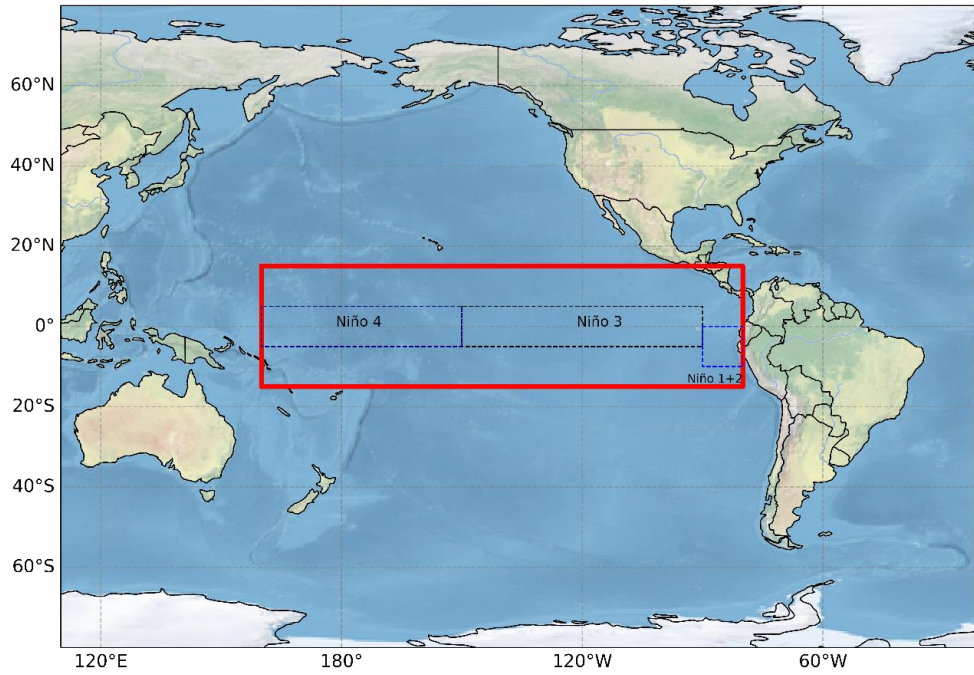


Figura 9. Área de estudio ubicada entre 15°N – 15°S, 200°W – 80°W, correspondiente a la región del Pacífico ecuatorial.

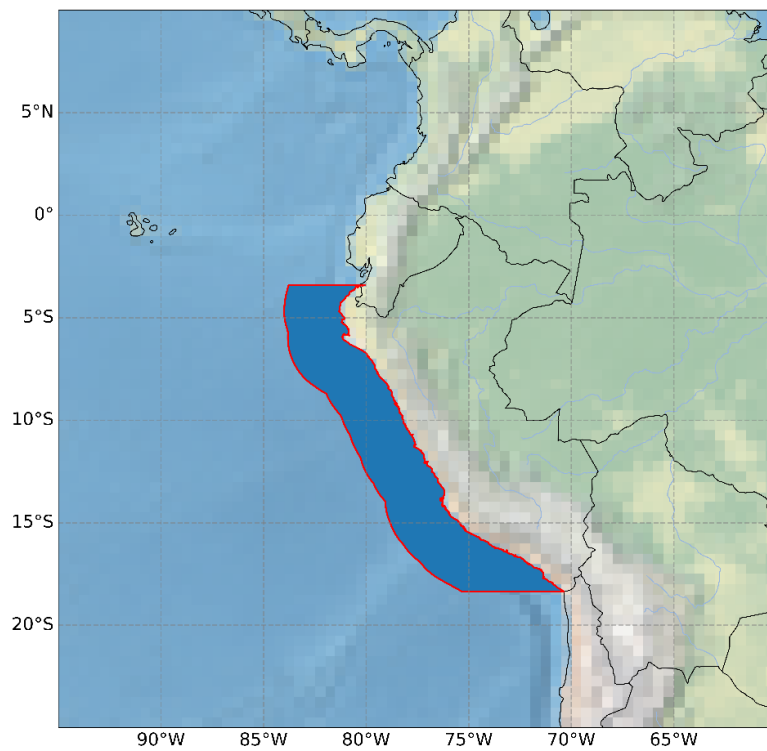


Figura 10. Área de estudio ubicada en el Pacífico oriental adyacente a la costa peruana.

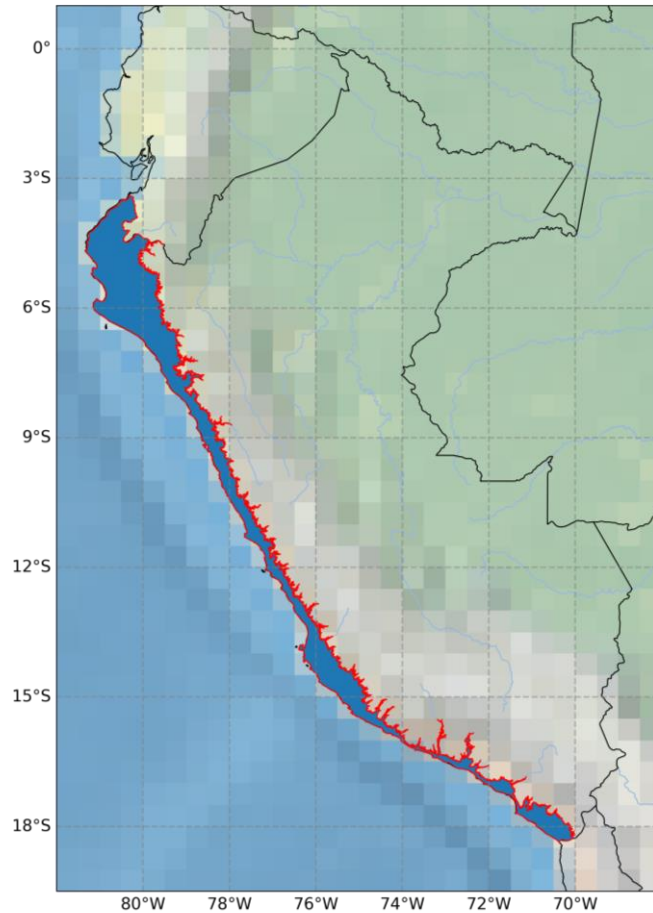


Figura 11. Área de estudio ubicado en la costa peruana

3.2.1. Temperatura superficial del mar

Para la temperatura superficial del mar (SST), se usaron datos grillados del Laboratorio de Ciencias Físicas de la NOAA (NOAA SPL), que se encuentran a un nivel mensual para el periodo de 1981-2016, en la que se seleccionaron espacialmente 2 zonas, parte del Pacífico Central (Figura 9), extendiendo unos 5 grados al norte y al sur; y la zona adyacente a la costa peruana con una profundidad de 298 km mar adentro (Figura 10).

a. NOAA Optimun Interpolation (OI) Sea Surface Temperature V2.

La NOAA SPL, brinda una descripción detallada de estos datos, mencionando que el análisis de temperatura superficial del mar (SST) de interpolación óptima (OI) se produce semanalmente en una cuadrícula de un grado. El análisis utiliza SST *in situ* y satelital, además de SST simuladas por la cubierta de hielo marino (Huang et al., 2021).

El análisis de OI se realiza en todas las áreas oceánicas y en los grandes lagos, sin embargo, no existe análisis sobre tierra. Los valores del terreno se rellenan mediante una interpolación de Cressman. Las áreas oceánicas y terrestres están definidas por una máscara de tierra y

mar. Los campos mensuales de NOAA OI SST V2 se derivan de una interpolación lineal de los campos de la versión 2 de la interpolación óptima semanal (OI) a los campos diarios para posteriormente ser promediados a un nivel mensual (Reynolds, Rayner, Smith, Stokes y Wang, 2002)

Tabla 1: Descripción de datos del OI SST V2, por NOAA SPL

Descripción de datos	
Cobertura temporal	Medias mensuales de 1981/12 a 2016/12
Cobertura espacial	Cuadrícula global de 1.0° X 1.0° de latitud y longitud

b. NOAA Extended Reconstructed Sea Surface Temperature (SST) V5

El conjunto de datos de la Temperatura de la superficie del mar reconstruido extendido de la NOAA (ERSST, por sus siglas en inglés) es un conjunto de datos de la temperatura de la superficie del mar mensual global derivado del Conjunto de Datos Integral Internacional de la Atmósfera del Océano (ICOADS). La producción del ERSST se realiza en una cuadrícula de $2.0^\circ \times 2.0^\circ$ con una integridad espacial mejorada mediante métodos estadísticos. Este análisis mensual comienza en enero de 1854 y continúa hasta el presente e incluye anomalías calculadas con respecto a una climatología mensual de 1971-2000. La versión más reciente de ERSST, la versión 5, utiliza nuevos conjuntos de datos de ICOADS Release 3.0 SST; La SST proviene de flotadores Argo por encima de los 5 metros, concentración de hielo Hadley Center Ice-SST versión 2 (HadISST2). ERSSTv5 ha mejorado la variabilidad espacial y temporal de la SST al (a) reducir el filtrado espacial en el entrenamiento de las funciones de reconstrucción Teleconexiones ortogonales empíricas (EOT), (b) eliminar la amortiguación de alta latitud en EOT, y (c) agregar 10 EOT más en el Ártico. ERSSTv5 mejoró la SST absoluta al pasar del uso de la temperatura del aire marino nocturno (NMAT) como referencia a la SST de boyas como referencia para corregir los sesgos de datos de SST tomados por los barcos. Los científicos han mejorado aún más ERSSTv5 mediante el uso de First-Guess no ajustado en lugar de First-Guess ajustado (Huang et al., 2017).

Tabla 2: Descripción de datos del ERSS v5, por NOAA SPL

Descripción de datos	
Cobertura temporal	Valores mensuales de 1854/01 – 2016/12
Cobertura espacial	Cuadrícula global de 2.0° X 2.0° de latitud y longitud

3.2.2. Viento

Se trabajó con datos del ERA5 un conjunto de datos de reanálisis del ECMWF de quinta generación para el clima y el tiempo global durante las últimas 4 a 7 décadas. Actualmente, los datos están disponibles desde 1950, divididos en entradas de Climate Data Store para 1950 – 1978 (extensión posterior preliminar) y desde 1979 en adelante (versión final más actualizaciones).

El reanálisis combina datos de modelos con observaciones de todo el mundo en un conjunto de datos coherente y completo a nivel mundial que utiliza las leyes de la física. Este principio, conocido como asimilación de datos, se basa en el método utilizado por los centros de predicción numérica del tiempo, donde cada 12 horas (ECMWF) se combina un pronóstico anterior con observaciones recientemente disponibles de una manera óptima para producir una nueva mejor estimación del estado de la atmósfera, denominado análisis, a partir del cual se emite un pronóstico mejorado y actualizado. Para el análisis se usó las componentes del viento zonal y viento meridional (Tabla 4) (Hersbach et al., 2019)

Tabla 3: Descripción de datos del Viento, brindados por el ERA5

Descripción de datos	
Proyección	Cuadrícula regular de latitud y longitud
Resolución Horizontal	0,1° x 0,1°; La resolución nativa es de 9 Km
Cobertura temporal	Enero de 1981 al presente
Resolución temporal	Mensual

Tabla 4: Componente zonal y meridional del viento, ERA5 (ECMWF)

Principales variables		
Nombre	Unidades	Descripción
10 m del componente zonal del viento	ms ⁻¹	Componente hacia el este del viento de 10 m. Es la velocidad horizontal del aire que se mueve hacia el este, a una altura de diez metros sobre la superficie de la Tierra, en metros por segundo.
10 m del componente meridional del viento	ms ⁻¹	Componente norte del viento de 10 m. Es la velocidad horizontal del aire que se mueve hacia el norte, a una altura de diez metros sobre la superficie de la Tierra, en metros por segundo.

FUENTE: Adaptado de Copernicus dataset

3.2.3. Temperatura del aire

Para la obtención de información de la variable temperatura se trabajó con los datos de PISCO temperatura versión 1.1 (PISCOt v1.1) mensual, se seleccionó a nivel espacial la región de la costa peruana (ver Figura 11) y se extrajo la data grillada para los años 1981 – 2016 (PISCO estable).

Según Huerta, Aybar, y Lavado (2018), el producto grillado PISCOt v1.1 presenta una resolución espacial de ~10km. (0.1°) y una resolución temporal (diario/mensual) disponible desde 1981-2016.

También puede ser accedida desde:

- <http://www.senamhi.gob.pe/?p=observacion-de-inundaciones>
- <https://github.com/adrHuerta/PISCOt>

Tabla 5: Descripción de datos PISCOt v.1.1

Descripción de datos	
Tipo de datos	Cuadrulado
Resolución Horizontal	0,1° x 0,1°
Cobertura temporal	01/1981 al 12/2016
Resolución temporal	Mensual
Formato de archivo	NETCDF

3.3. Periodo de análisis

Debido a la diferencia de cobertura temporal de las bases de datos utilizadas en esta investigación, se opta por escoger un periodo en común que corresponde entre los años de 1981 – 2016.

Tabla 6: Descripción de las variables de análisis

Variable	Fuente	Cobertura temporal	Cobertura espacial	Dimensión
Temperatura del aire	PISCOt v1.1	1981 - 2016	Franja costera	(Time: 432, Lat: 202, Lon: 145)
			15°N – 15°S, 160°W – 280°W	(Time: 432, Lat: 15, Lon: 61)
SST	ERSS V5	1854 - presente	Franja paralela a la costa (298 km mar adentro)	(Time: 432, Lat: 11, Lon: 8)
			15°N – 15°S, 160°W – 280°W	(Time: 421, Lat: 30, Lon: 120)
	OI V2	1981 - presente	Franja paralela a la costa (298 km mar adentro)	(Time: 421, Lat: 20, Lon: 15)
Viento	V. Meridional	1981 - presente	Fanja paralela a la costa (298 km mar adentro)	(Time: 432, Lat: 202, Lon: 145)
	V. Zonal			

3.4. Metodología

En esta sección, se describe las técnicas estadísticas y procedimientos de análisis utilizados para el cumplimiento de los objetivos específicos planteados en la presente investigación.

La Figura 12 resume en un mapa conceptual la metodología desarrollada. Los pasos a seguir y las técnicas estadísticas se describen a continuación.

Primero se realiza una exploración bibliográfica de conceptos y antecedentes para conocer el comportamiento de la dinámica costera, además observar las relaciones físicas que presentan las variables. Luego de evaluar y seleccionar las variables de trabajo de temperatura del aire, SST y viento se procedió a recopilar datos grillados de PISCOt, NOAA

SPL y ERA5 respectivamente, para seguidamente seleccionar la cobertura temporal que va de 1981 – 2016 y la zona de estudio descrita en la sección 3.1.

Para el análisis de la variabilidad espacial y temporal de las variables seleccionadas, se realizó la preparación de datos que consistió en la selección de datos puntuales de cada mes en el periodo de 1981 – 2016, es decir se trabajó con series de 36 años de valores pertenecientes a un mes, seguidamente se eliminó la estacionalidad tomando como base el periodo de 1981-2010, luego se eliminó la tendencia mediante el ajuste de modelo y por último se normalizo la serie.

Posteriormente, listos los datos, se empleó la técnica de funciones ortogonales empíricas obteniendo los primeros modos (o patrones) de variabilidad de cada variable. Los mapas de la variabilidad espacial son EOF como correlación, que muestra ser correlación entre la PC y los datos grillados originales para su fácil entendimiento. Así como la variabilidad temporal dada por las componentes principales son mostradas mediante series de tiempo.

A continuación, para cumplir con el segundo objetivo se hace uso de la regla empírica de North et al., (1982) para evitar autovalores degenerados. Por último, se realiza la correlación de Pearson de los primeros modos seleccionados en el paso anterior.

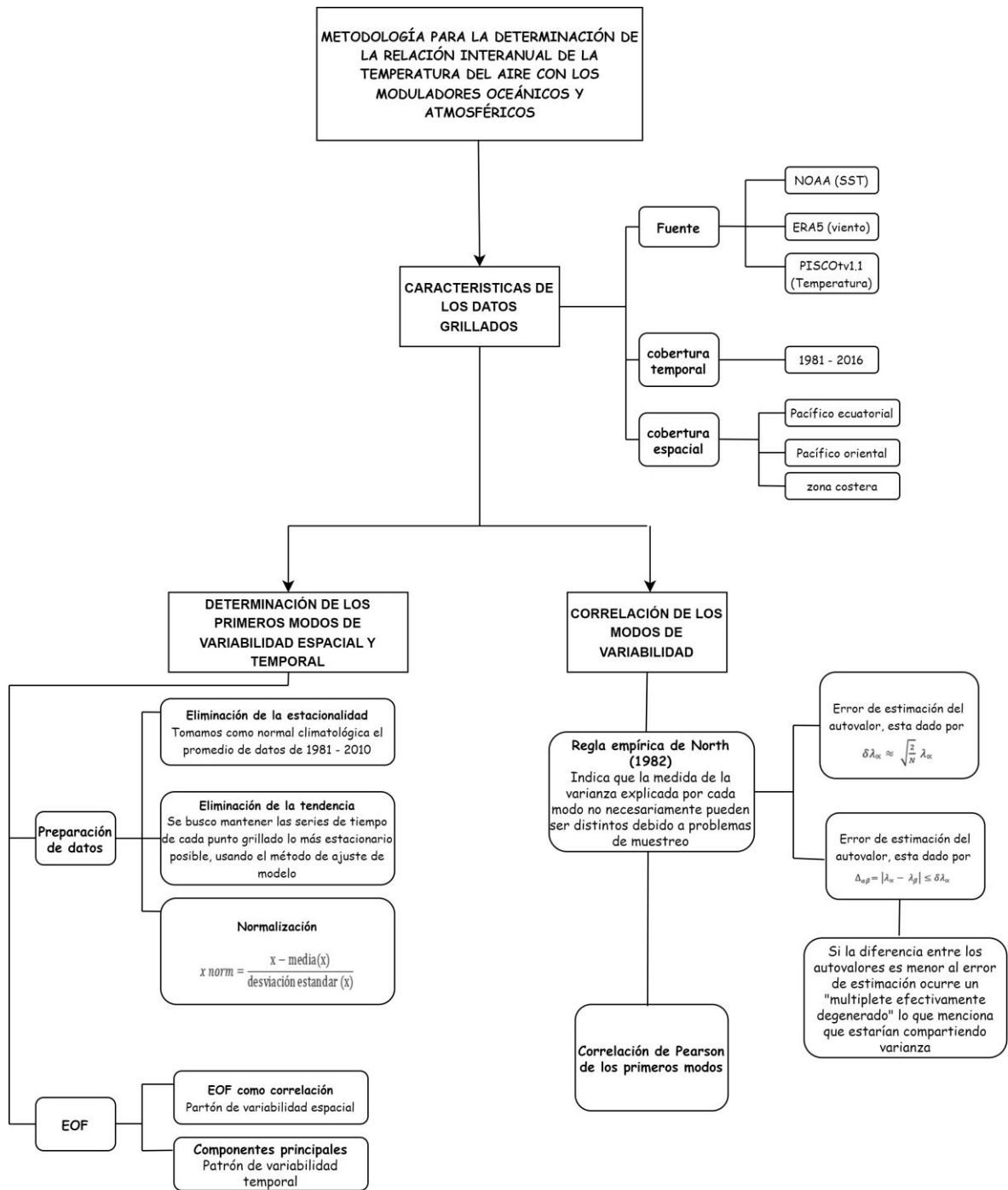


Figura 12. Esquema de la metodología desarrollada

3.3.1. Determinación de los principales modos de variabilidad temporal y espacial

Para determinar los primeros modos de variabilidad espacial y temporal mensuales de las anomalías de las variables de SST, viento y temperatura del aire se considera usar el método de funciones ortogonales empíricas¹ (EOF) o análisis de componentes principales (ACP).

Wilks (2007) menciona que el tema de los EOF es considerado difícil y confuso, siendo el motivo principal la proliferación de la terminología asociada, especialmente en libros o artículos. Por tal motivo esta investigación utilizará la terminología usada por el NCAR (2013) el cual menciona que los modos (o patrones) espaciales serán definidos como “modos EOF²” y las series de tiempo de cada modo como “componentes principales³ (PC)”.

Venegas (2001) señala dos enfoques para calcular los EOFs de una secuencia de series de tiempo. El primero construye la matriz de covarianza de la serie de datos y luego la descompone en valores propios y vectores propios, el cual se está usando. El segundo utiliza la descomposición de valores singulares de la matriz de datos para obtener valores propios, vectores propios y amplitudes variables en el tiempo (componentes principales) sin calcular una matriz de covarianza (usado a nivel computacional). Los EOFs obtenidos de los dos métodos son idénticos. La principal diferencia entre los dos está dada por el mayor grado de sofisticación, velocidad computacional y estabilidad del enfoque de descomposición de valores singulares.

a. Preparación de datos

En los análisis climáticos, a menudo interesa la variabilidad en escalas de tiempo distintas a la anual, es decir, si se sabe que los datos incluyen un ciclo anual (estacionalidad), su detección suele ser irrelevante para nuestros resultados, es por ello que se trabaja con las anomalías (Venegas, 2001). En este caso, se procedería a eliminar las variaciones estacionales antes de realizar el análisis EOF. Esto se puede realizar tomando la guía de prácticas climatológicas de la OMM (2018), así se señala que para la evaluación de la variabilidad del clima a largo plazo y el seguimiento del cambio climático se necesita un periodo de referencia relativamente estable. Históricamente, las normales climatológicas estándares se calculaban cada 30 años por periodos de 10 años, entonces para objetivos concretos, como el vigilar el clima a largo plazo, las normales calculadas para el periodo

¹ Para fines prácticos se utilizará la abreviación “EOF” el cual hace referencia a las Funciones Ortogonales Empíricas.

² La variabilidad espacial será mencionada como “modo EOF”

³ La variabilidad temporal será mencionada como “componente principal (PC)”

comprendido entre enero de 1961 y el 31 de diciembre de 1990 se consideran un periodo de referencia estable de la OMM, no obstante en un contexto de clima cambiante como es el que se presenta en este estudio también hay cálculos más frecuentes de normales climáticas, como la de 1981 a 2010, que mejora la exactitud predictiva. Este trabajo de investigación toma en consideración que las normales climatológicas estándar se calculan cada 10 años por periodos de 30 años al principio de cada década, es así que se realiza el cálculo de 1981 a 2010 por fines de practicidad de datos.

La guía de Venegas (2001) recomienda opcionalmente calcular y eliminar la tendencia lineal existente en el registro. Por consiguiente, en esta ocasión se buscó mantener las series de tiempo de cada punto grillado de los archivos NetCDF lo más estacionario posible, así pues el método de eliminación de tendencia que se tomó fue por ajuste de modelo ya que las tendencias lineales se pueden resumir mediante un modelo lineal, las predicciones obtenidas del modelo formaran una línea recta que se puede tomar como línea de tendencia para el conjunto de datos, estas predicciones se restaron de la serie temporal original lo cual nos brindó un conjunto de datos sin tendencia.

Para finalizar, en esta sección de preparación de datos se procedió a normalizar la serie de tiempo degradada (sin tendencia) dividiendo cada uno de ellas por su desviación estándar σ_m pero del periodo de 1981 al 2010. Esto asegura que el análisis no este dominado por la varianza de una ubicación dada (todas las ubicaciones tienen la misma oportunidad de contribuir al análisis). Sin embargo, Venegas (2001) señala que la normalización hace solo una diferencia insignificante en los modos resultantes, especialmente cuando la variable analizada tiene una distribución de varianza relativamente uniforme en las diferentes ubicaciones espaciales.

b. Funciones Ortogonales Empíricas

Según Venegas (2001), después de la manipulación preliminar de la serie temporal de cada punto grillado de los conjuntos de datos elegidos para esta investigación están listos para usarse como entrada para el análisis EOF. Construimos una matriz F de datos $M \times N$ organizando las M filas (ubicaciones m) y las n columnas (tiempos t) de los datos estandarizados (o anomalías) de la siguiente manera:

Tiempo →

$$F = \begin{bmatrix} F_1(1) & F_1(2) & \dots & F_1(N) \\ F_2(1) & F_2(2) & \dots & F_2(N) \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ F_M(1) & F_M(2) & \dots & F_M(N) \end{bmatrix} \downarrow \text{Ubicación} \quad (1)$$

El tratamiento de la matriz de datos F ahora depende del enfoque adoptado para realizar la descomposición EOF. Las siguientes secciones tratan de los dos enfoques mencionados: el primero calcula un matriz de covarianza y el segundo usa la descomposición en valores singulares.

- **El enfoque de la matriz de covarianza**

La matriz de datos F ahora se utiliza para derivar la matriz de covarianza espacial R_{FF}

Del campo $F_m(t)$ multiplicando la matriz F por su transpuesta F^t .

$$R_{FF} = F * F^t \quad (2)$$

Expansión del producto de matrices

$$R_{FF} = \begin{bmatrix} \langle F_1 F_1 \rangle & \langle F_1 F_2 \rangle & \dots & \langle F_1 F_M \rangle \\ \langle F_2 F_1 \rangle & \langle F_2 F_2 \rangle & \dots & \langle F_2 F_M \rangle \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ \langle F_M F_1 \rangle & \langle F_M F_2 \rangle & \dots & \langle F_M F_M \rangle \end{bmatrix} \quad (3)$$

Donde $\langle F_i F_j \rangle$ es la covarianza entre las series de tiempo F_i y F_j (F en las ubicaciones i y j) definida como:

$$\langle F_i F_j \rangle = \langle F_j F_i \rangle = \frac{1}{N-1} \sum_{t=1}^N F_i(t) F_j(t) \quad (4)$$

Donde $i, j = 1 \dots M$. El producto de la matriz R_{FF} es simétrico y cuadrado, incluso si F mismo no es cuadrado. La dimensión de R_{FF} es $M \times M$. Si las series de datos de F están normalizadas por la desviación estándar como se sugirió anteriormente, la matriz R_{FF} es formalmente la matriz de correlación en lugar de la matriz de covarianza, es decir con columnas M correspondientes a ubicaciones y N filas correspondientes a pasos de tiempo. En tal caso, la determinación de la matriz de covarianza espacial debe hacerse como $R_{FF} = F^t * F$. Sin embargo, el resto del procedimiento es idéntico al que se escribe aquí. Además, algunos textos definen la covarianza dividiendo por N en lugar de $N - 1$ en la ecuación (2). Esto solo afectara los resultados en el sentido de que los EOFs son iguales dentro de un factor constante.

Una vez que se ha calculado la matriz de covarianza a partir de los datos, debemos resolver el problema propio.

$$\mathbf{R}_{FF} * \mathbf{E} = \mathbf{E} * \Lambda \quad (5)$$

Es decir, descomponemos R_{FF} en matrices Λ y E . Aquí Λ es la matriz diagonal $M \times M$ que contienen los valores propios Λ de R_{FF} :

$$\Lambda = \begin{bmatrix} \lambda_1 & \mathbf{0} & \dots & \mathbf{0} \\ \dots & \lambda_2 & \dots & \mathbf{0} \\ \dots & \dots & \lambda_3 & \dots \\ \mathbf{0} & \mathbf{0} & \dots & \lambda_M \end{bmatrix} \quad (6)$$

Los valores propios en Λ generalmente se clasifican en orden decreciente, de modo que $\lambda_1 > \lambda_2 > \dots > \lambda_M$. Además, dado que la matriz de datos F es real, la matriz de covarianza R_{FF} es definida positiva, lo que significa que todos sus valores propios son mayores o iguales a cero. Aunque la dimensión de la matriz Λ es $M \times M$, normalmente solo los primeros K valores propios λ_k , $k = 1 \dots K$ son distintos de cero, donde $K \leq \min(N, M)$. Por lo tanto, la dimensión efectiva de Λ es de hecho $K \times K$, Esto implica que solo K puede determinar los modos EOF. A continuación, el índice K representara el “modo”.

La matriz cuadrada E tiene dimensión $M \times M$. Sus vectores columna E son los vectores propios de R_{FF} correspondiente a los valores propios λ_k :

$$\mathbf{E} = \begin{bmatrix} \mathbf{E}_1^1 & \mathbf{E}_1^2 & \dots & \mathbf{E}_1^M \\ \mathbf{E}_2^1 & \mathbf{E}_2^2 & \dots & \mathbf{E}_2^M \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ \mathbf{E}_M^1 & \mathbf{E}_M^2 & \dots & \mathbf{E}_M^M \end{bmatrix} \quad (7)$$

$$\begin{matrix} \downarrow & \downarrow & \dots & \downarrow \\ \mathbf{E}^1 & \mathbf{E}^2 & \dots & \mathbf{E}^M \end{matrix} \rightarrow \text{Autovectores } \mathbf{E}^k$$

Cada valor propio λ_k distinto de cero, en la matriz Λ está asociado con una columna eigenvector E^k in la matriz E . Por lo tanto, solo K autovectores se utilizan en la composición, los correspondientes a los K autovalores distintos de cero. Como tal, la dimensión efectiva de la matriz E es $M \times K$, donde M son las ubicaciones espaciales y K son los modos de la descomposición EOF.

La matriz de vectores propios E tiene la propiedad de que $E * E^t = E^t * E = I$, donde I es la matriz identidad. Esto significa que los vectores propios no están correlacionados sobre el espacio, es decir, son ortogonales entre sí. Cada vector propio E^k representa un patrón EOF

espacial de modo K (tiene dimensión M, es decir, el número de ubicaciones en los mapas originales). Nos referimos al patrón espacial EOF como las funciones ortogonales empíricas o simplemente EOF. Otros nombres encontrados en la literatura son vectores principales o cargas.

La evolución en el tiempo de K-ésimo EOF (es decir, como evoluciona el patrón E con el tiempo) viene dada por la serie de tiempo $A^k(t)$, que se obtiene proyectando la serie original de datos a $F_m(t)$ en el vector E^k y sumando todas las ubicaciones m:

$$A^k(t) = \sum_{m=1}^M E_m^k F_m(t) \quad (8)$$

Donde $m = 1 \dots M$ cuenta las ubicaciones, $t = 1 \dots N$ cuenta los pasos de tiempo $k = 1 \dots K$ cuenta los modos EOF, en notación matricial, la matriz A se obtiene multiplicando las matrices E^t y F:

$$A = E^t * F \quad (9)$$

Donde E^t (la transpuesta de E) es $K \times M$, F es $M \times N$ y por lo tanto, A es $K \times N$, tenga en cuenta que hemos usado solo la matriz “efectiva” E para reducir la cantidad de datos en los cálculos. Las filas en la matriz A son series de tiempo de longitud N, que es el número de pasos de tiempo en la serie de tiempo original. Nos referiremos a ellos como los componentes principales o PC. Otros nombres comunes encontrados en la literatura son series de tiempo de Coeficientes de Expansión, Coeficientes de Tiempo, series de Tiempo, series de tiempo de Autovectores o Puntajes. Así como los patrones espaciales E^k son ortogonales en el espacio, los componentes principales A^k son ortogonales en el tiempo.

Cada valor propio λ_k es proporcional al porcentaje de la varianza del campo F que se explica por el modo k. Este porcentaje se calcula como:

$$\%Varianza\ modo\ k = \frac{\lambda_k}{\sum_{i=1}^K \lambda_i} * 100 \quad (10)$$

El campo original F puede reconstruirse totalmente multiplicando cada patrón EOF E^k por su componente principal correspondiente A^k y sumando los productos sobre todos los modos K:

$$F_m(t) = \sum_{k=1}^K E_m^k A^k(t) \quad (11)$$

En notación matricial:

$$\mathbf{F} = \mathbf{E} * \mathbf{A} \quad (12)$$

Donde \mathbf{E} es $M \times K$, \mathbf{A} es $K \times N$, y por lo tanto \mathbf{F} es $M \times N$. Sin embargo, el objetivo de la descomposición EOF es de hecho la reconstrucción de una versión \mathbf{F} aproximada, comprimida y menos ruidosa del campo original \mathbf{F} . Esto se hace truncando la descomposición en la ecuación (2.14), es decir reconstruyendo \mathbf{F} usando los primeros modos $H < K$. Los primeros modos H representan la fracción más grande de la variancia de campo.

$$\mathbf{F}_m(\mathbf{t}) = \sum_{k=1}^H \mathbf{E}_m^k \mathbf{A}^k(\mathbf{t}) \quad (13)$$

Esto conduce a una reducción significativa de la cantidad de datos conservando la mayor parte de la varianza del campo \mathbf{F} . Las características especiales de este truncamiento y la elección bastante subjetiva de H se discuten más en la sección de interpretaciones del EOF. A veces, el primero o los primeros modos EOF representan procesos físicos significativos, que están asociados con patrones espaciales y temporales característicos. Sin embargo, esto no es necesariamente así.

- **El enfoque de descomposición de valores singulares**

Se presentan dos razones buenas para elegir el enfoque de descomposición de valores singulares en lugar del enfoque de matriz de covarianza para realizar el análisis EOF. Primero, proporciona un método de un solo paso para calcular todos los componentes del problema de valores propios, sin tener que calcular y almacenar grandes matrices de covarianza. En segundo lugar, la descomposición resultante es computacionalmente más estable y robusta.

En este enfoque, se realiza una descomposición de valores singulares directamente en la matriz de datos rectangular \mathbf{F} (matriz (1)), construida en la sección a, que consta de M filas (puntos espaciales) y N columnas (muestras temporales). La descomposición en valores singulares de una matriz se basa en el concepto de que cualquier matriz \mathbf{F} rectangular $M \times N$ se puede escribir como el producto de tres matrices, una matriz \mathbf{U} de $M \times N$, una matriz diagonal \mathbf{R} de $M \times N$ con elementos positivos o nulos, y la transpuesta \mathbf{V}^t de la matriz $N \times N$.

$$\mathbf{F} = \mathbf{U} * \mathbf{R} * \mathbf{V}^t \quad (14)$$

La matriz \mathbf{R} es una matriz rectangular $M \times N$ con elementos cero fuera de la diagonal y elementos positivos o cero en la diagonal. Los escalares en la diagonal, γ_k se denominan valores singulares y generalmente se colocan en orden decreciente de magnitud. Los valores

singulares γ_k son proporcionales a los valores propios λ_k obtenidos en la sección b (matriz 9)) tales que $\lambda_k = \gamma_k^2$. De nuevo, hay un máximo de $K \leq \min(N, M)$ valores singulares distintos de cero, que define el número máximo de modos EOF que podemos determinar, de manera que la dimensión efectiva de la matriz R es $K \times K$.

Las columnas de la matriz *cuadrática* U son ortogonales y se denominan vectores singulares izquierdos de F. Son idénticos a los vectores propios E (matriz (1.10)) obtenidos de la ecuación (8), es decir, son los patrones EOF asociados con cada valor singular. Nuevamente, solo hay K vectores singulares izquierdos, útiles asociados con K valores singulares distintos de cero, por lo tanto, la dimensión efectiva de la matriz U es $M \times K$.

Las filas de la matriz cuadrática $N \times N$ V^t , también son ortogonales y se denominan vectores rectos singulares de F. Son proporcionales a las componentes principales A obtenidas de las ecuaciones (11) y (12), y las constantes de proporcionalidad son los valores singulares γ_k , tales que:

$$A = R * V^t \quad (15)$$

$$A^k(t) = \gamma_k V^{tk}(v) \quad (16)$$

Donde el tamaño efectivo de A es $K \times N$. La matriz A contiene los componentes principales de la matriz de datos F. Usando la ecuación (1.19) podemos construir el campo F sumando todos los modos de la descomposición como:

$$F_m(t) = \sum_{k=1}^K U_m^k \gamma_k V^{tk}(t) \quad (17)$$

Nótese la similitud entre esta ecuación y la ecuación (14) (en la covarianza del enfoque matricial), donde $U = E$ y $A = \gamma V^t$.

Como discutimos en la sección b, algunos autores definen la matriz de datos F como la transpuesta de la que definimos aquí, es decir, con M columnas correspondientes a ubicaciones y N filas correspondientes a pasos de tiempo. Esto realmente no hace una diferencia en el enfoque de descomposición en valores singulares, excepto por el hecho de que, en tal caso, los vectores propios de F se encuentran en la matriz derecha V^t y los componentes principales son proporcionales a la matriz U.

3.3.2. Estimación de la relación de los primeros modos de variabilidad de SST, viento zonal - meridional con la temperatura del aire

a. Regla de North

Para la interpretación de la dinámica costera y la identificación de los primeros modos significativos de variabilidad con los cuales se trabajó, se tomó en cuenta la regla empírica de North et al., (1982) en la que se menciona que los EOF se consideran una manifestación de la distribución de probabilidad principal. Y cualquier cambio secular en el tiempo de los EOF indicaría un cambio climático. Desafortunadamente el problema de detectar tal cambio se complica por los errores de muestreo que se producen al estimar las formas de los EOF. Es por ello que en su investigación sugiere una regla empírica para estimar los errores de muestreo.

El error en la estimación del autovalor λ_α , está dado por

$$\delta\lambda_\alpha \approx \sqrt{\frac{2}{N}} \lambda_\alpha \quad (18)$$

Donde N es el número de realizaciones. Si otro autovalor λ_β está muy próximo a λ_α tal que:

$$\Delta_{\alpha\beta} = |\lambda_\alpha - \lambda_\beta| \leq \delta\lambda_\alpha \quad (19)$$

Es decir, si la diferencia entre autovalores es comparable o menor al error de estimación ($\delta\lambda_\alpha$), ocurre un “multiplete efectivamente degenerado” y los vectores propios de muestra son una mezcla aleatoria de los vectores propios verdaderos. Entonces cuando se decida realizar una combinación lineal adecuada dentro del multiplete este conducirá a un mayor error de manipulación. Por lo que el número de modos significativos será igual a los primeros autovalores que no cumplan con la ecuación (19).

Dicho de otro modo, luego de aplicar esta regla se trabajó solamente con los modos significativos que no cumplieron con la ecuación (19) de las variables de viento, SST y temperatura del aire.

b. Correlación de Pearson

El desarrollo de una metodología de correlación refleja el intento por conocer la dirección y la fuerza de asociación lineal entre dos variables cuantitativas. Es por ello que una vez identificados los modos significativos, se realizó la correlación de Pearson entre los modos de la temperatura del aire y sus moduladores del viento y SST; y luego entre los mismos

moduladores. Tomando en consideración que el estimador muestral más utilizado para evaluar la asociación lineal entre dos variables X e Y es el coeficiente de correlación de Pearson (r). se trata de un índice que mide si los puntos tienen tendencia a disponerse en una línea recta. Puede tomar valores entre -1 y $+1$.

Es un método estadístico paramétrico, ya que utiliza la media, la varianza y por tanto requiere criterios de normalidad para las variables analizadas.

Córdova (2009) menciona que el coeficiente o índice de correlación lineal de Pearson de los n pares de valores $(x_1, y_1), (x_2, y_2), \dots, (x_n, y_n)$ de una variable bidimensional (X, Y) es el número abstracto o relativo r que se calcula por:

$$r = \frac{Cov_{xy}}{s_x s_y} \quad (20)$$

Donde, s_x es la desviación estándar de X

s_y es la desviación estándar de Y

Si hacemos $s_{xx} = \sum_{i=1}^n x_i^2 - n \cdot \bar{x}^2$ y $s_{yy} = \sum_{i=1}^n y_i^2 - n \cdot \bar{y}^2$, es fácil verificar que

$$r = \frac{s_{xy}}{\sqrt{s_{xx}} \sqrt{s_{yy}}} = \frac{\sum xy - n \cdot \bar{x} \cdot \bar{y}}{\sqrt{\sum x^2 - n \bar{x}^2} \sqrt{\sum y^2 - n \bar{y}^2}} \quad (21)$$

El coeficiente de correlación lineal r , tiene las propiedades de:

- Carece de unidades de medida (adimensional).
- Sólo toma valores comprendidos entre $[-1, 1]$.
- Cuando $|r|$ esté próximo a uno, $r = +1$ (recta lineal creciente de izquierda a derecha) o $r = -1$ (recta lineal decreciente), se tiene que existe una relación lineal muy fuerte entre las variables.
- Cuando $r \approx 0$, puede afirmarse que no existe relación lineal entre ambas variables. Se dice en este caso que las variables no presentan correlación.

También tenemos algunos ejemplos de mal uso que nos menciona (Dagnino, 2014):

- Usar r de Pearson en asociaciones no lineales: una correlación baja podría llevar a la conclusión que no existe asociación cuando esta puede ser fuerte, aunque no lineal. Por ello, siempre debe analizarse la nube de puntos; los autores deben especificar que esta maniobra se hizo antes de decidir qué análisis se usó. En el mismo sentido,

algunos valores extremos, “outliers” pueden alterar mucho el valor de r cuando el tamaño de la muestra es pequeño.

- Dragado de datos: estudios en los que se registran gran cantidad de variables en los que es posible calcular decenas o incluso cientos de r .
- Correlaciones espurias sobre el tiempo: la correlación de dos variables que han sido registradas en forma repetida a lo largo del tiempo puede llevar a conclusiones falsas. Por ejemplo, precio del petróleo y tasa de divorcios.
- Muestreo restringido de los individuos: cualesquier suma o reducción de la muestra puede tener implicancias mayores en la correlación pues la variabilidad entre sujetos entra directamente en el cálculo.
- Uso del coeficiente de correlación para comparar dos métodos de diagnóstico: como miden la misma variable, casi siempre tienen correlaciones elevadas. Sin embargo, el método solo mide la fuerza de asociación y no cuanto coinciden o difieren que es lo verdaderamente interesa.
- Muestras mezcladas: la correlación puede confundir cuando la muestra está constituida por subgrupos diferentes.

IV. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

4.2 Principales modos de variabilidad espacio – temporal de variables atmosféricas y oceánicas asociadas a la dinámica costera y ecuatorial.

Luego de obtener las anomalías de los datos grillados y aplicar la técnica multivariada de las Funciones Ortogonales Empíricas, se mostrarán los principales modos que cumplieron con la regla empírica de North et al., (1982) visto en la Tabla 7, que será detallado más adelante en la sección 4.2. Cada modo elegido presentará las componentes principales (PC⁴), que representan oscilaciones de series de tiempo normalizadas. Asimismo, para encontrar la variabilidad espacial en la zona de estudio, los modos EOF se representan como mapas de correlación⁵ entre la PC normalizada de cada patrón y las anomalías correspondientes.

Tabla 7: Componentes principales que cumplen la Regla Empírica de North

VARIABLES	PC ANALIZADOS
SST ecuatorial	2
SST costera	1
Viento Meridional	3
Viento Zonal	1
Temperatura máxima	1
Temperatura mínima	1

4.2.1. Temperatura superficial del mar

Para el análisis de la SST se contó con dos fuentes de datos grillados (SST ERSS v5 y el OI SST v2) que fueron usadas para aplicar los EOF y hallar los primeros modos de variabilidad que tengan un porcentaje alto de la varianza representada, de tal modo que para evitar gráficos repetitivos de estas dos fuentes se seleccionará para la zona ecuatorial presentar las salidas del SST ERSS v5 y para la zona costera presentar los resultados de la data OI SST v2, igualmente en anexos se estará colocando los gráficos del total respectivamente.

⁴ Los modos o patrones temporales son llamados componentes principales y serán abreviadas como “PC”

⁵ Los modos o patrones espaciales son llamados modos EOF, sin embargo, para su interpretación grafica se mostrará los modos EOF como correlación.

4.2.1.1. Zona ecuatorial

a. Primer modo de variabilidad, primer EOF de SST ERSS v5

El primer modo de variabilidad del campo de anomalías mensuales de la temperatura superficial del mar de la data ERSS v5 en el periodo de 1981 – 2016, presenta un mínimo de la varianza representada (44.48%) para el mes de mayo y un máximo de la varianza representada (63.14%) para el mes de octubre (Figura 13). Esta distribución de los modos EOF como correlación en el área de análisis muestra en su mayoría correlaciones directas positivas en la zona ecuatorial oriental y central del Pacífico tropical. La zona costera presenta correlaciones entre regulares y buenas para las estaciones de verano y otoño austral, sin embargo, en las estaciones de invierno y primavera austral muestra una distribución más homogénea desde la costa sudamericana hasta la zona occidental del Pacífico. Este modo de variabilidad obtenido puede ser comparado por el obtenido por Rasmusson y Carpenter (1982) cuyo estudio describía la evolución típica de un evento El Niño, conocido como “Niño Canónico”, que se caracteriza por un calentamiento del mar que comienza en la costa peruana durante el otoño y se extiende hacia el oeste, alcanzando su máxima intensidad en el Pacífico Central-oriental durante el verano siguiente. Debido a esto, la amplia área con correlaciones positivas a lo largo de la línea ecuatorial y frente a la costa sudamericana, junto con correlaciones negativas débiles en el extremo occidental del Pacífico Tropical, formando una especie de "herradura" hacia el Pacífico Norte y Sur, sugiere que este primer modo de variabilidad, que provoca estas variaciones mensuales y anuales, es conocido como El Niño, siendo reconocido como el principal factor modulador de la variabilidad climática interanual a nivel mundial. (Takahashi et al., 2011).

La Figura 14 muestra la serie de tiempo de la primera componente principal (PC1) de las anomalías mensuales de la SST ecuatorial para el periodo de 1981 – 2016 donde se nota claramente que los picos de anomalías positivas más altas ocurrieron en los años 1982 – 1983, 1997 – 1998. Estos eventos fueron excepcionales no solo por su magnitud, sino también por la forma en que se desarrollaron los patrones de calentamiento, como indican Takahashi et al., (2011) y los mecanismos físicos que los impulsaron, que han sido objeto de estudio en trabajos como los de Takahashi y Dewitte en (2016) y Takahashi et al., (2017). El ENFEN ha catalogado a estos dos eventos como “El Niño Extraordinario” debido a su intensidad térmica. Según el ONI de la NOAA los años de 1988 -89, 1998-99, 1999-00, 2007-08 y 2010-11 con los picos más bajos observados también en la PC1 de los meses de verano han sido considerados eventos fríos muy fuertes de la Niña.

El análisis del fenómeno de El Niño realizado por diversos autores (Bjerknes, 1969; Horel y Wallace, 1981; Philander, 1990; Takahashi, 2011) involucra un estudio en su mayoría en los meses del verano austral (diciembre a febrero), mientras que esta investigación se realizó a los 12 meses del año, se recuerda que El Niño suele durar de 9 a 12 meses y La Niña suele durar de 1 a 3 años. Ambos se desarrollan durante marzo – junio, alcanzando su máxima intensidad durante diciembre – abril, para luego debilitarse durante mayo – julio. Sin embargo, los episodios prolongados de El Niño han logrado durar 2 años e incluso hasta 3 o 4 años (NOAA, s.f). Lo que permite dar coherencia a un análisis de los 12 meses del año para un periodo de 1981 – 2016.

b. Segundo modo de variabilidad, segundo EOF de ERSS v5

El segundo modo de variabilidad del campo de anomalías mensuales de la temperatura superficial del mar, presenta un mínimo de la varianza representada (14.53%) para el mes de noviembre y un máximo de la varianza representada (25.37%) para el mes de abril (Figura 15). La distribución de los modos EOF como correlación en el área de análisis muestra dos regiones con valores opuestos, teniendo valores positivos en la zona del Pacífico ecuatorial oriental con una ligera distribución hacia el oeste y valores negativos en la zona del Pacífico ecuatorial occidental, que en latitudes entre 10°N y 20°N se distribuye hacia el este envolviendo a las correlaciones positivas en la zona central.

La Figura 15 presenta las correlaciones entre la segunda componente principal (PC2) y las anomalías mensuales de la SST ecuatorial. Observándose una semejanza a lo obtenido por Albuquerque (2019) un patrón dipolo zonal donde la zona oriental y occidental del Pacífico presentan valores de correlación positivas, mientras que la zona del Pacífico tropical presenta valores de correlación negativas que se extienden en altas latitudes hacia el oeste en ambos hemisferios. Esta distribución se visualiza durante todo el año, con variaciones de intensidad adyacentes a las costas sudamericanas.

Asimismo, lo obtenido se contrasta con estudios de Ashok et al. (2007) cuyo trabajo muestra un patrón de anomalías de la SST en el Pacífico central que no llega a acoplarse con el Pacífico oriental, constituyéndose en el segundo modo dominante de la variabilidad interanual en el Pacífico tropical que se le conoce como “Niño Modoki”, que puede preceder eventos ENSO (Vimont et al., 2003). Además, (Yeh et al., 2009; Lee y MacPhaden, 2010) por otro lado mencionan que este es el tipo de Niño que ha sido más frecuente durante las últimas décadas.

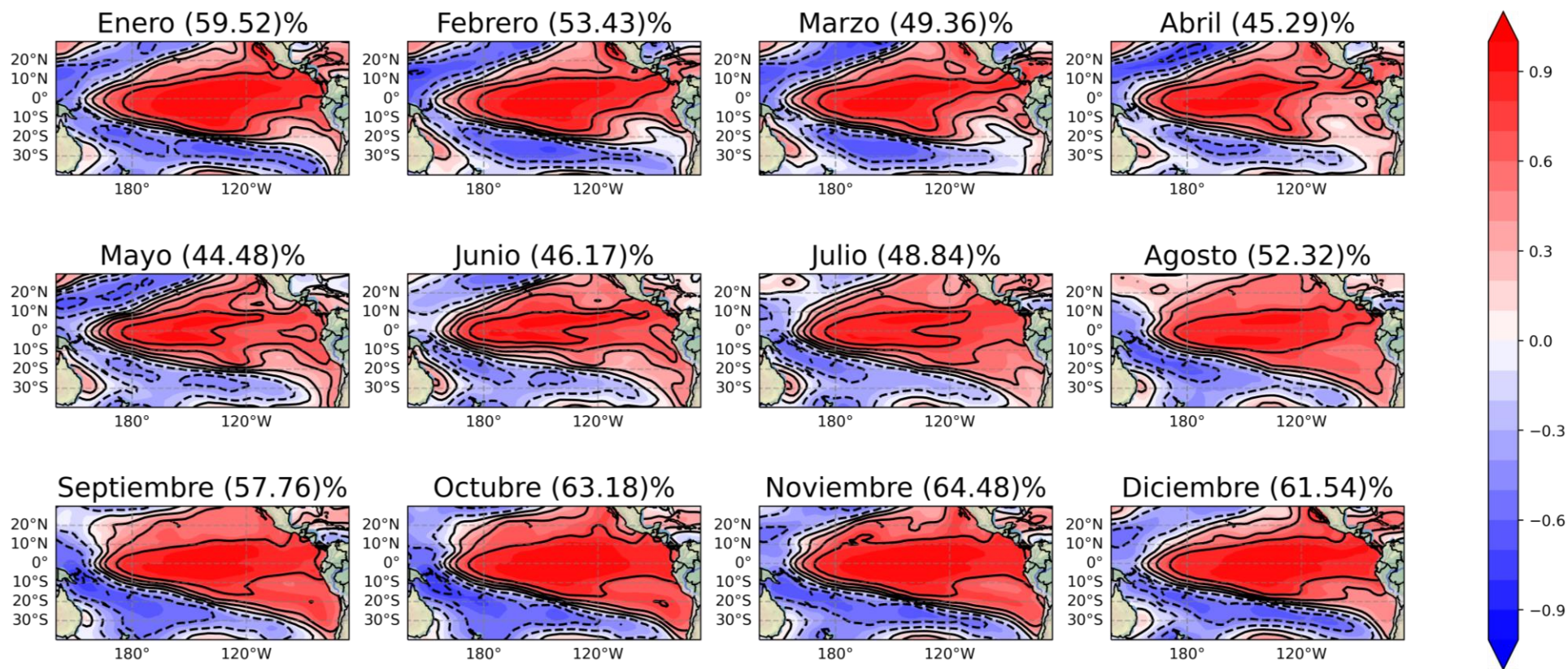


Figura 13. Mapas de correlación entre la PC1 y las anomalías mensuales de la SST en la región ubicada en 30°N – 40°S, 220°W – 60°W (data ERSS v5) para el periodo 1981 – 2016.

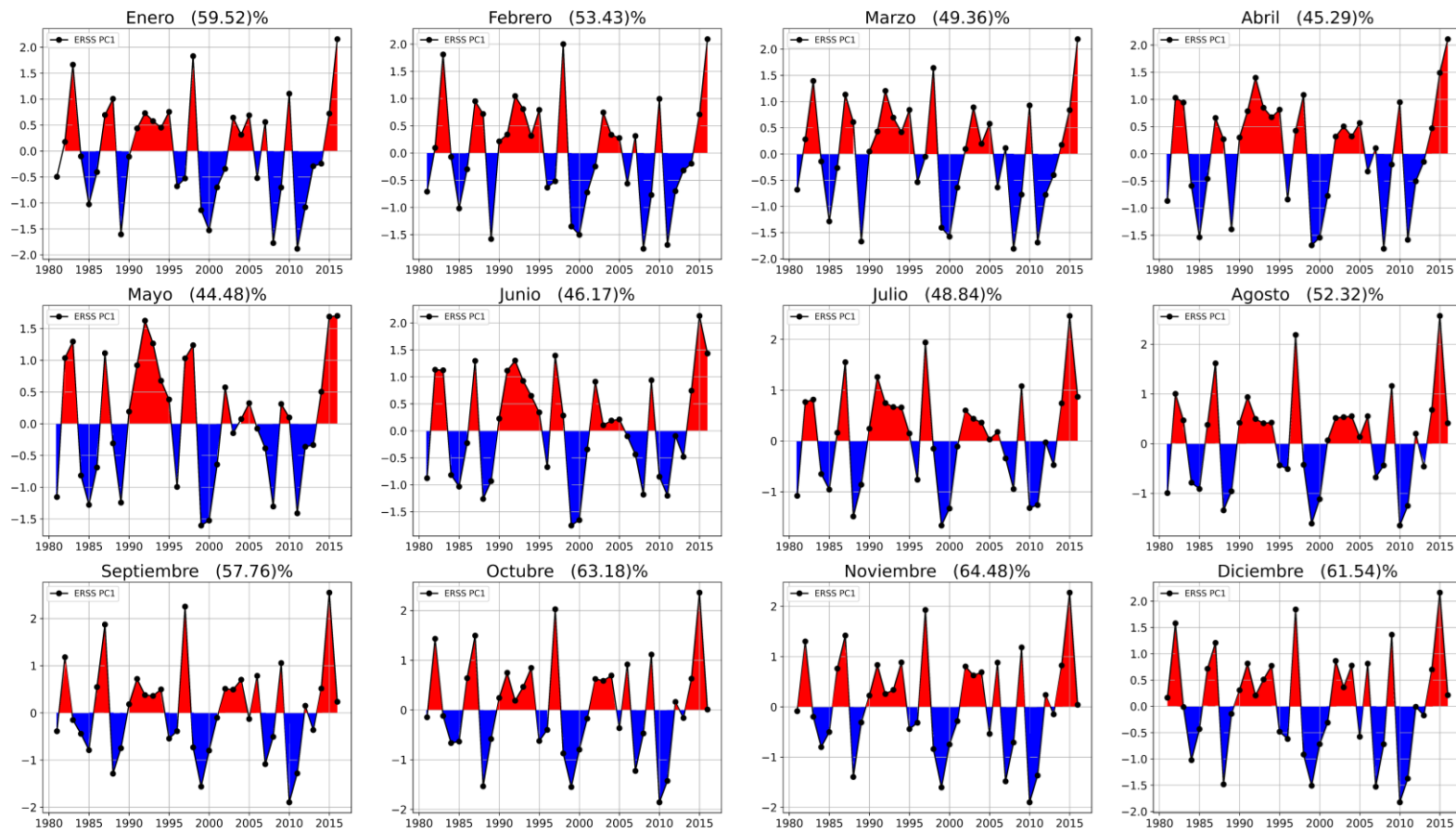


Figura 14. Serie de tiempo de la primera componente principal (PC1) de las anomalías mensuales de la SST ubicada en la zona ecuatorial (data SST ERSSv5) para el periodo de 1981 – 2016.

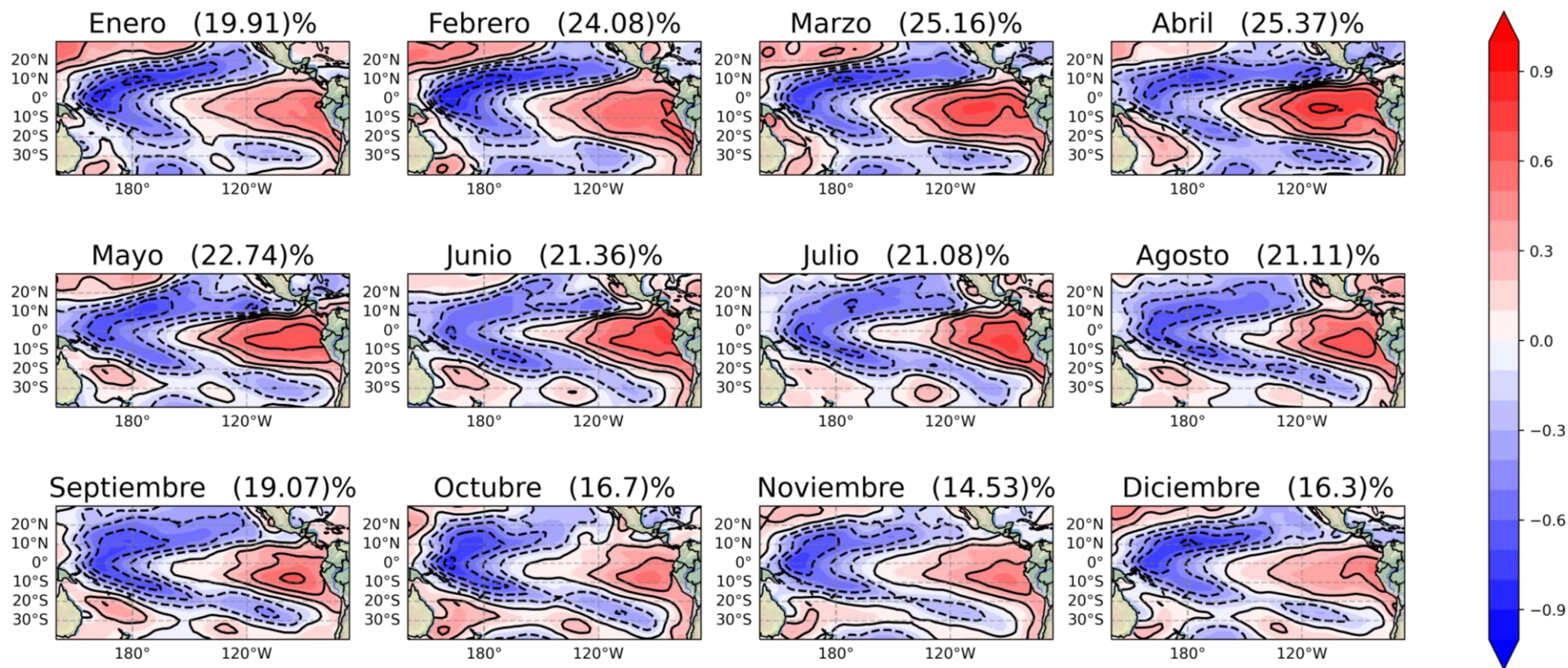


Figura 15. Mapas de correlación entre la PC2 y las anomalías mensuales de SST en la región ubicada en 30°N – 40°S, 220°W – 60°W (data SST ERSS v5) para el periodo 1981 - 2016

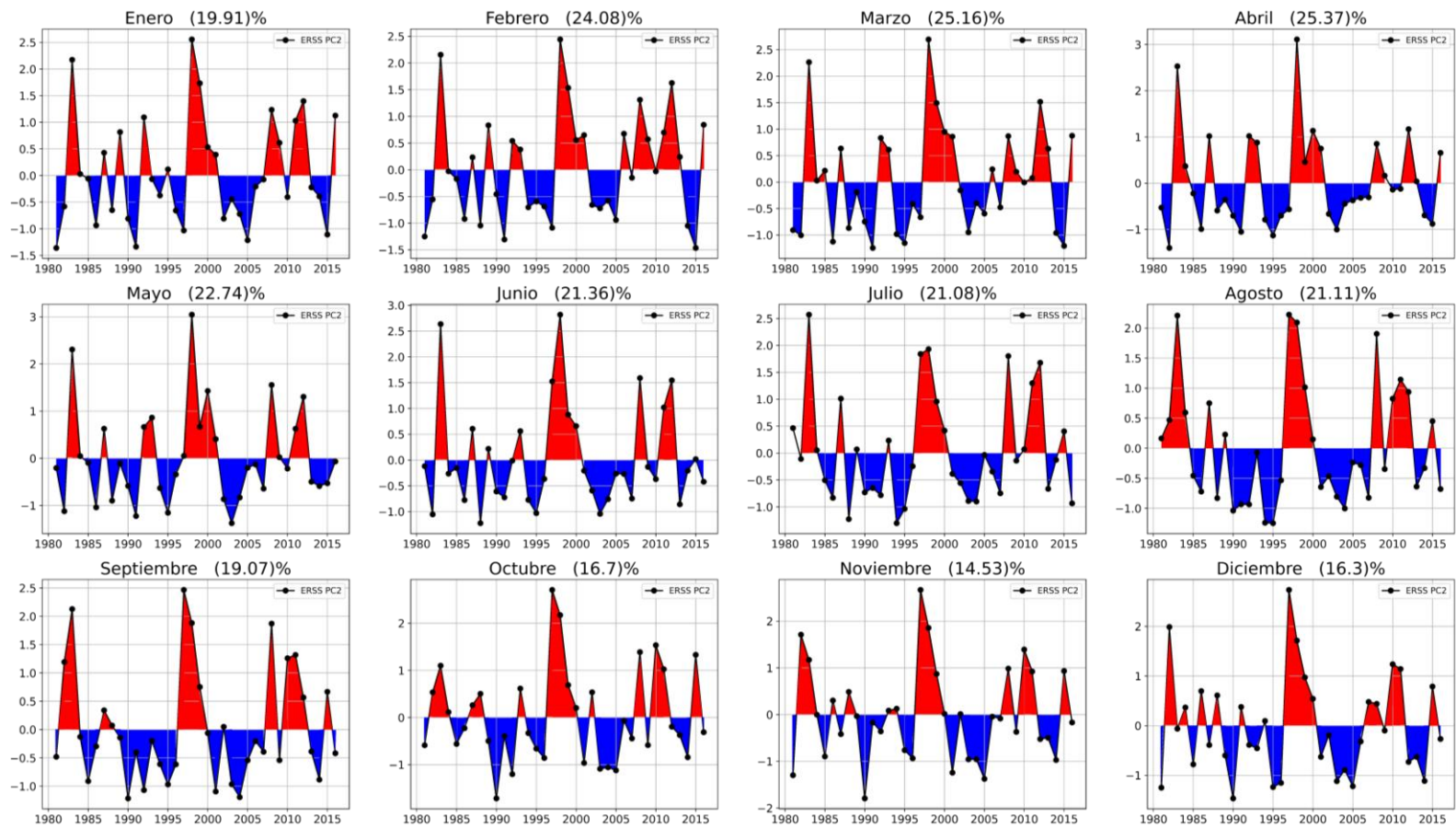


Figura 16. Serie de tiempo de la segunda componente principal (PC2) de las anomalías de la SST ubicada en la zona ecuatorial (data SST ERSS v5) para el periodo 1981 – 2016

La serie de tiempo de la segunda componente principal (PC2) de las anomalías mensuales de la SST ecuatorial (Figura 16) muestran que los picos altos y bajos representan las anomalías producto de los eventos fuertes de El Niño y La Niña respectivamente, así como los eventos del El Niño extraordinario del 1982-83, 1997-98.

4.2.1.2. Zona costera

a.. Primer modo de variabilidad, primer EOF de OI SST v2

El primer modo de variabilidad del campo de anomalías mensuales de la temperatura superficial del mar de la zona adyacente a la costa peruana en el periodo de 1982-2016 presenta un mínimo (81.82%) de la varianza representada para el mes de febrero y un máximo (90.72%) de la varianza representada para el mes de junio (Figura 50 en Anexos). A diferencia de los dos primeros modos de variabilidad de la SST en la zona ecuatorial, el primer modo de la SST costera contiene mayor porcentaje de varianza representada.

La variabilidad espacial que presenta el primer modo en los 12 meses del año ha presentado correlaciones positivas ($r \geq 0.7$) en la estación de invierno en los meses de junio y julio donde se observó una distribución casi homogénea ($r \geq 0.95$) a lo largo de los 298 km a comparación de la estación de verano que presento una distribución de correlaciones ($r \geq 0.95$) pero reducida a solamente la costa central con la característica de estar un poco alejado del litoral, siendo febrero el mes donde se aprecia mayormente, además de presentar valores de correlación ($r \geq 0.8$) en la zona sur (Arequipa, Moquegua y Tacna) y norte del país (Tumbes y Piura). Durante la estación de otoño las altas correlaciones en la costa central tienden a una expansión longitudinal que va desde Ica a Piura, presentando valores un poco menores en la parte norte y sur del país tal como se vio en el periodo anterior. En primavera la variabilidad es diferente, aquí se aprecia una ligera tendencia a la disminución de las correlaciones de la zona central, siendo el mínimo en esta estación en el mes de noviembre.

Asimismo, para definir el evento relacionado al primer modo obtenido (PC1_costa) que genera las variaciones interanuales de la SST a lo largo de la costa peruana (Goubanova et al. (2015) define principalmente a El Niño-Oscilación del Sur (ENSO) donde señala que este presenta una mayor magnitud, en la costa norte donde se observan valores que exceden 1°C . También, autores como Clarke (2008) y Dewitte et al. (2012) argumentan que la estructura de la variabilidad interanual refleja la influencia del forzante remoto oceánico asociado a las ondas Kelvin oceánicas ecuatoriales, que según Mosquera (2014) durante eventos El Niño

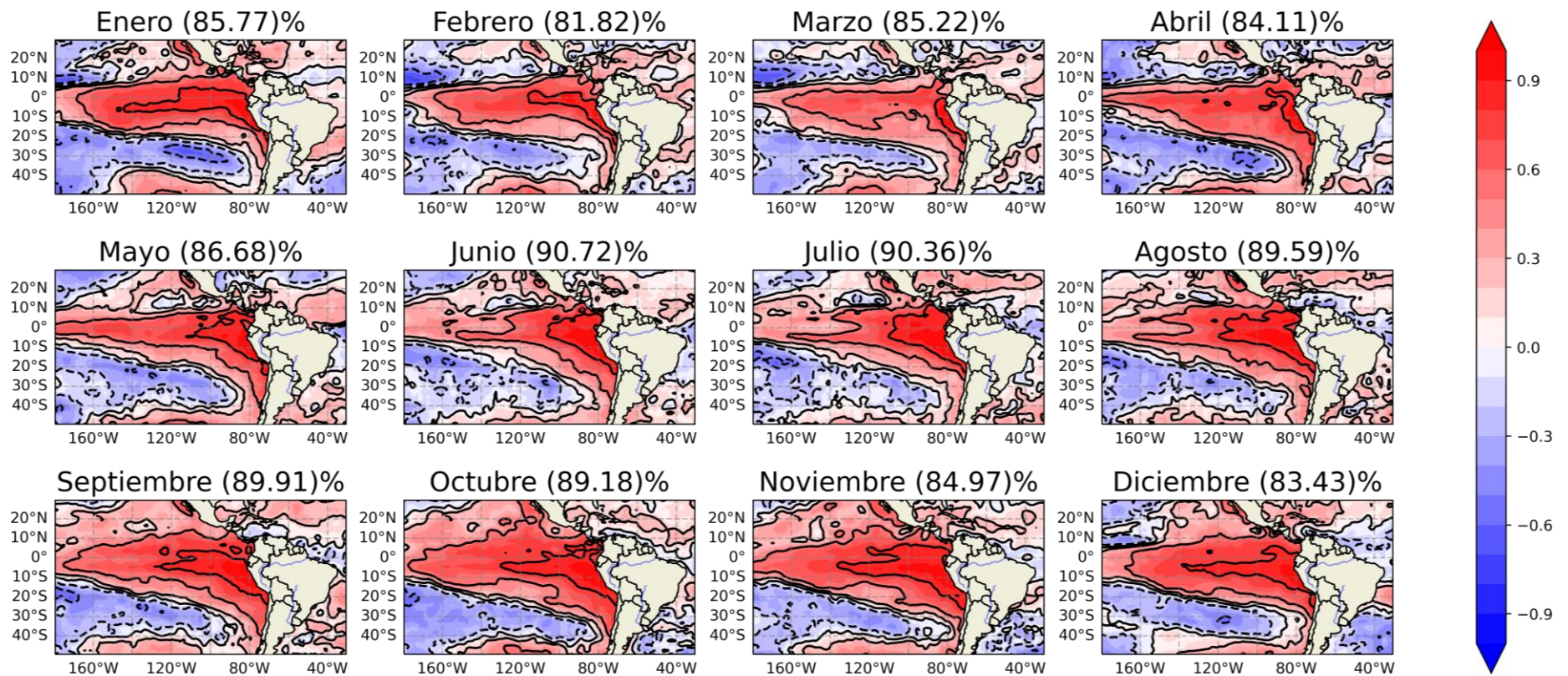


Figura 17. Mapas de correlación entre la PC1_costa y las anomalías mensuales de SST en la región ubicada en 30°N-50°S, 180°W-30°W (data OI SST v2), para el periodo 1982 - 2016

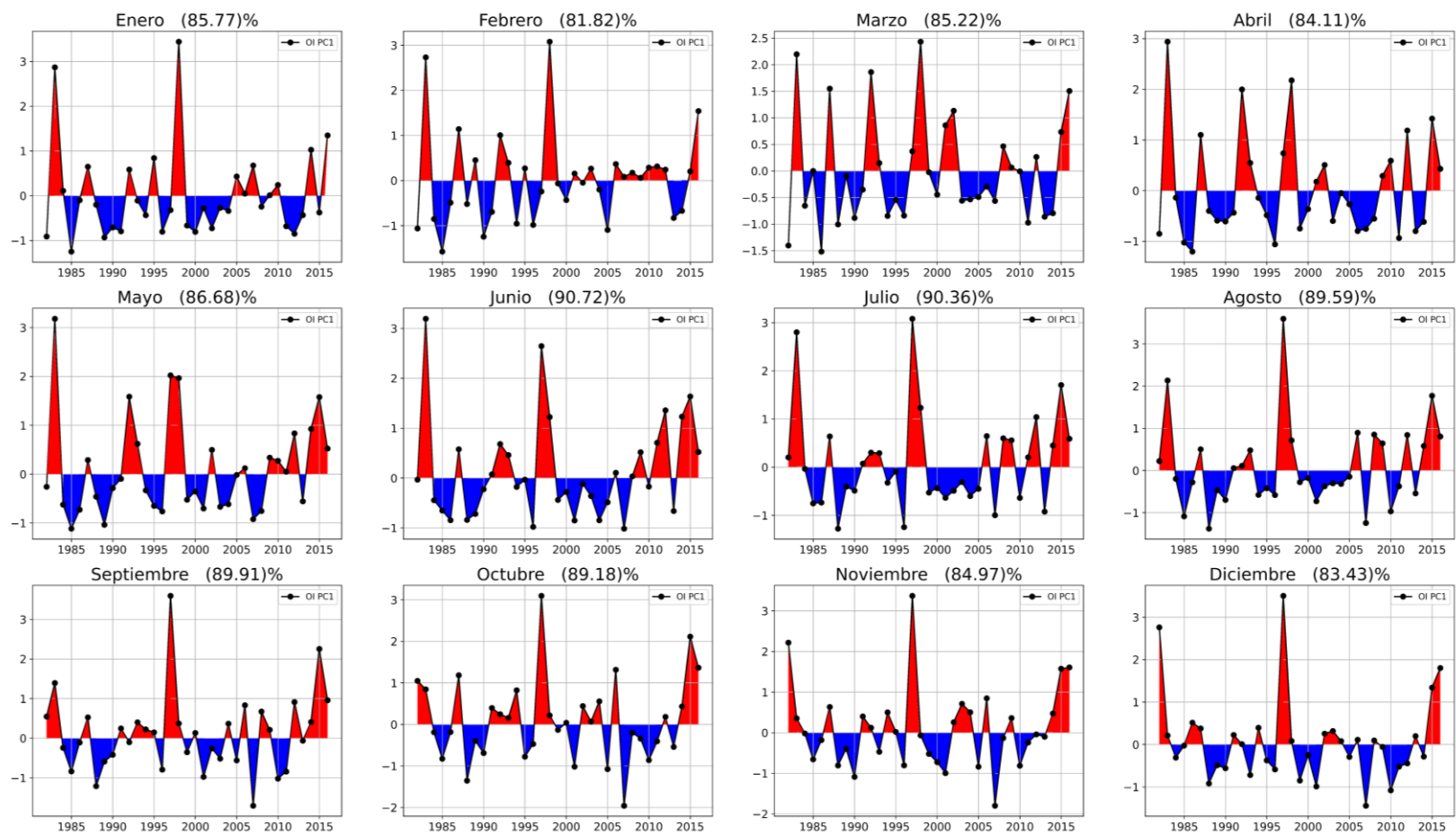


Figura 18. Serie de tiempo de la Primera componente principal (PC1_costa) de las anomalías de la SST ubicada en la zona costera (data OI SST v2) para el periodo 1982 – 2016

su efecto induce la supresión del afloramiento costero o desplazamiento de aguas cálidas ecuatoriales a lo largo de la costa del Perú. Debido a esto se logra inferir que los eventos que repercutieron en la costa oeste sudamericana, específicamente a lo largo de la costa peruana (Figura 17) han sido eventos que conllevaron una distribución espacial bastante similar al primer modo de variabilidad de las anomalías mensuales de la SST zona ecuatorial, pudiendo ser eventos como “El Niño Canónico” que tenían un calentamiento anómalo en la costa entre marzo y mayo, Así también como a la fase madura de El Niño Extraordinario presentando cuya distribución contiene principalmente correlaciones positivas de las costas sudamericanas hacia la zona central del Pacífico ecuatorial, por lo que se menciona que los calentamientos no solo han influido en los 298 km mar adentro de las costas peruanas sino en regiones más extensas que influyen a los países de Ecuador, Chile y Colombia, observándose que estas variaciones están muy asociadas a lo que ocurre en la zona ecuatorial oriental del Pacífico.

Sin embargo, se menciona que no todo evento El Niño repercute en la costa peruana y viceversa. Por ejemplo, se tiene que el ENFEN de Perú identificó en el año 2012 un fenómeno de El Niño débil en la costa, a diferencia de lo que esperaba el resto del mundo, que anticipaba un evento El Niño en el Pacífico central que no se concretó. Por otro lado, El Niño 2009-10 fue uno de los más fuertes registrados en el Pacífico central, pero en nuestra costa se sintió de forma tenue, por lo que podemos concluir que el mar caliente frente a Perú es independiente de lo que ocurra con el ENSO (ENFEN, 2012), especialmente si es El Niño Modoki. La Figura 18 presenta la serie de tiempo de la PC1_costa donde se logra apreciar los eventos de El Niño Extraordinario en los picos más altos de los años 1982-83 y 1997-98.

4.2.2. Viento

4.2.2.1. Viento Meridional

- a. Primer modo de variabilidad, primer EOF del viento Meridional ERA5

Para obtener los modos de variabilidad de vientos a 10m de la superficie, se usó datos del ERA5 en el periodo de 1981 – 2016. La Figura 19 presenta los valores de varianza explicada, donde se observa un mínimo de 52.81% para el mes de abril y un máximo de 86.25% para el mes de septiembre. Dando muestra que el primer patrón contiene en los diferentes meses del año más del 50% de la varianza de los datos originales, siendo un modo muy importante por la carga de información contenida.

La variabilidad espacial del primer modo en el Pacífico Ecuatorial Oriental adyacente a la costa peruana (298 km mar adentro) vista en la Figura 19 presenta en todo el dominio valores de correlación positivas (0 a 0.9), donde se observa que el grado de asociación de las correlaciones en la zona norte del Perú (Piura y Tumbes) contienen en los meses de enero, marzo, abril, mayo y diciembre correlaciones ($r \geq 0.45$) mientras, que el resto de meses correlaciones ($r \geq 0.6$), por el contrario, las zonas centro y sur del país presentan valores constantes, estimando correlaciones ($r \geq 0.75$).

La diferencia entre el norte y el centro-sur del litoral es mencionado por Gutiérrez et al. (2014) alegando que el viento a lo largo del litoral y en el mar peruano presenta variaciones espacio-temporales. Teniendo que al norte de 5°S las condiciones atmosféricas están más relacionadas con el desplazamiento estacional de la ZCIT y que hacia el sur, el campo de viento paralelo a la costa está relacionado al Anticiclón del Pacífico Sureste (APS) y al gradiente de presiones con el continente, exhibiendo su mayor intensidad entre Pisco (14°S) y San Juan (16°S). Asimismo, Correa y Chamorro (2020) mencionan que la variabilidad del viento frente y dentro de los 100 km de la costa peruana, muestran diferencias entre la zona norte (Paita y Chicama), con menor variabilidad del viento, respecto a la zona centro sur (Callao, San Juan e Ilo), que representa una mayor variabilidad. Alegando que esta diferencia se debería a que la zona centro-sur de la costa peruana tendría mayor influencia del forzamiento remoto regional asociado al APS.

Esta información da a conocer que los vientos en la costa peruana estarían siendo afectados por dos patrones sinópticos ya establecidos, que podrían estar explicando los primeros modos de variabilidad obtenidos.

La Figura 20 representa la serie de tiempo de la primera componente principal (PC1v) de las anomalías mensuales del viento meridional para el periodo de 1981 – 2016, esta figura muestra las intensificaciones y desintensificaciones de los vientos de dirección sur a norte, no observándose una relación clara con los eventos ENSO.

Por otro lado, la Figura 21 muestra la correlación entre la primera componente principal (PC1v) y las anomalías mensuales del viento meridional, donde se aprecia que las correlaciones positivas de valores altos se encuentran en mayor proporción ubicados en la zona costera adyacente a Perú, ciertamente en los meses de la estación de invierno y otoño las correlaciones tienen una expansión del sur hasta la zona norte-centro de Chile. Asimismo, En la zona ecuatorial 0° de latitud se observa dos franjas opuestas con una distribución hacia

el Pacífico ecuatorial central donde en el hemisferio norte (HN) se presentan correlaciones negativas y en el hemisferio sur (HS) correlaciones positivas, este da muestra de los vientos alisios, y demuestra su carácter vectorial opuesto ya que haciendo referencia a la componente meridional, las del HS tienen dirección de sur a norte, mientras que los del HN tienen dirección de norte a sur, sin embargo, hay meses como los de abril, agosto, septiembre y octubre donde no hay una configuración clara.

Por último las correlaciones positivas más altas y centradas en la costa peruana – chilena (Figura 21) se presentan en los meses de septiembre y octubre, las cuales se encuentran según Gutiérrez et al. (2014) en la estación de otoño en la cual los vientos son más intensos debido a la aproximación del APS a la costa. Asimismo, Rahn y Garreaud (2014), mencionan que la variabilidad intraestacional está asociada a la migración media del APS, pudiendo ser este el primer modo de variabilidad de las anomalías mensuales del viento meridional.

- b. Segundo modo de variabilidad, segundo EOF del ERA5

El segundo patrón de variabilidad del campo de anomalías mensuales del viento meridional a 10 metros de la superficie de la zona costera, presenta un mínimo (4.83%) de la varianza representada para el mes de septiembre y un máximo (22.26%) de la varianza representada para el mes de abril (Figura 22). Dando muestra que el segundo patrón en promedio de todo el año contiene un 13% de la varianza de los datos originales, siendo bastante menor al del primer modo que superaba el 50%.

Algo importante a destacar en este segundo patrón de variabilidad, es que presenta los dos porcentajes más altos en los meses de marzo y abril (20,17% y 22.26%, respectivamente) que son los meses donde la ZCIT se posiciona más hacia el sur, mientras que los porcentajes más bajos ocurren en septiembre y octubre (4.83% y 5.5%, respectivamente), los cuales son los meses donde más influye la presencia del APS debido a su acercamiento a la costa. Ahora bien, tanto el primer patrón de variabilidad como el segundo son ortogonales entre sí, por lo que en el mejor de los casos están representando diferentes eventos. De modo que se puede inferir, reafirmando lo mencionado anteriormente, que el primer modo de variabilidad que predomina en la estación de otoño es el APS, mientras que en este segundo modo de variabilidad que predomina en los meses de febrero a abril es la ZCIT.

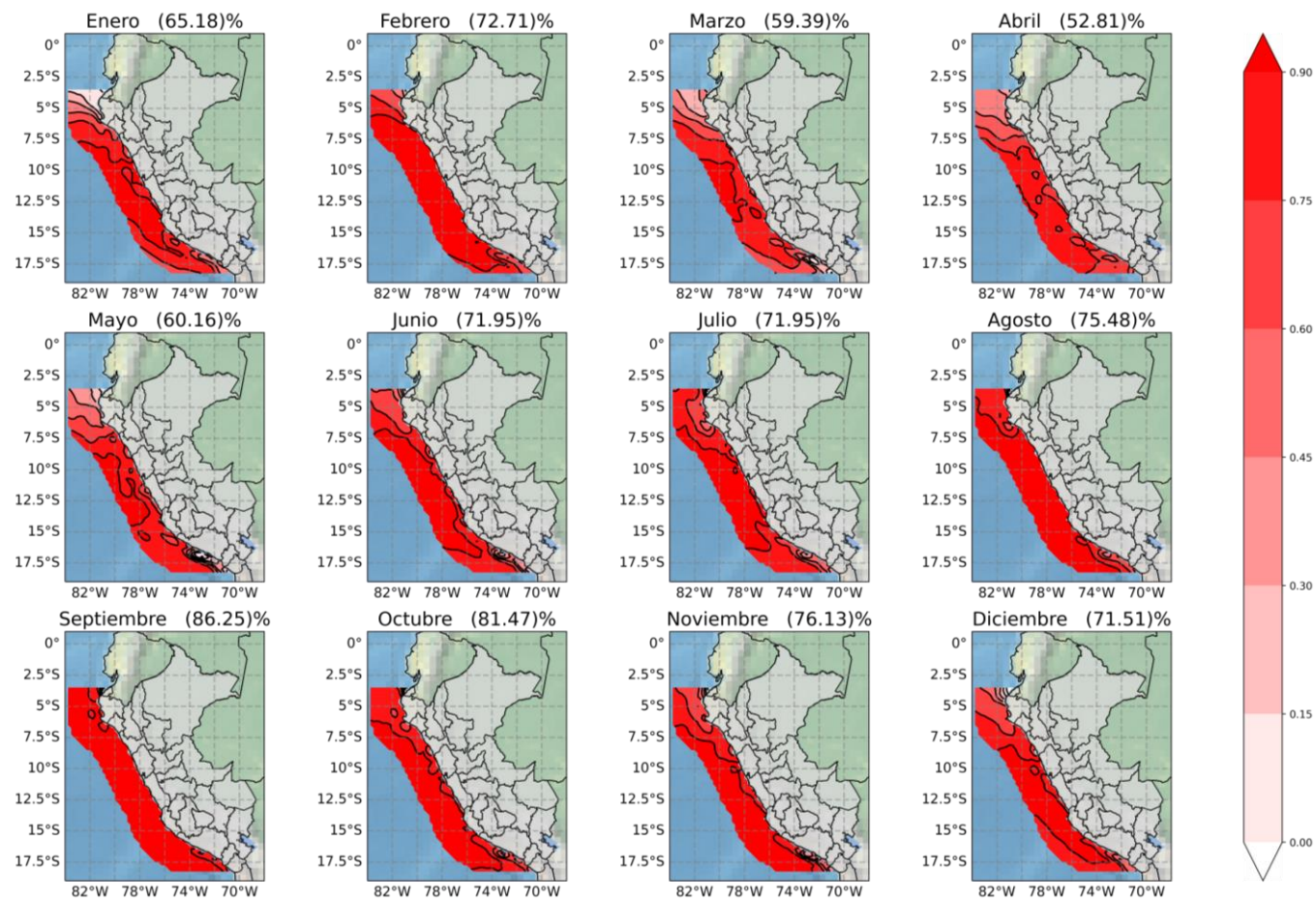


Figura 19. Mapa de correlación entre la PC1v con las anomalías mensuales del viento meridional ubicado en la zona costera (data ERA5), para el periodo de 1981 – 2016.

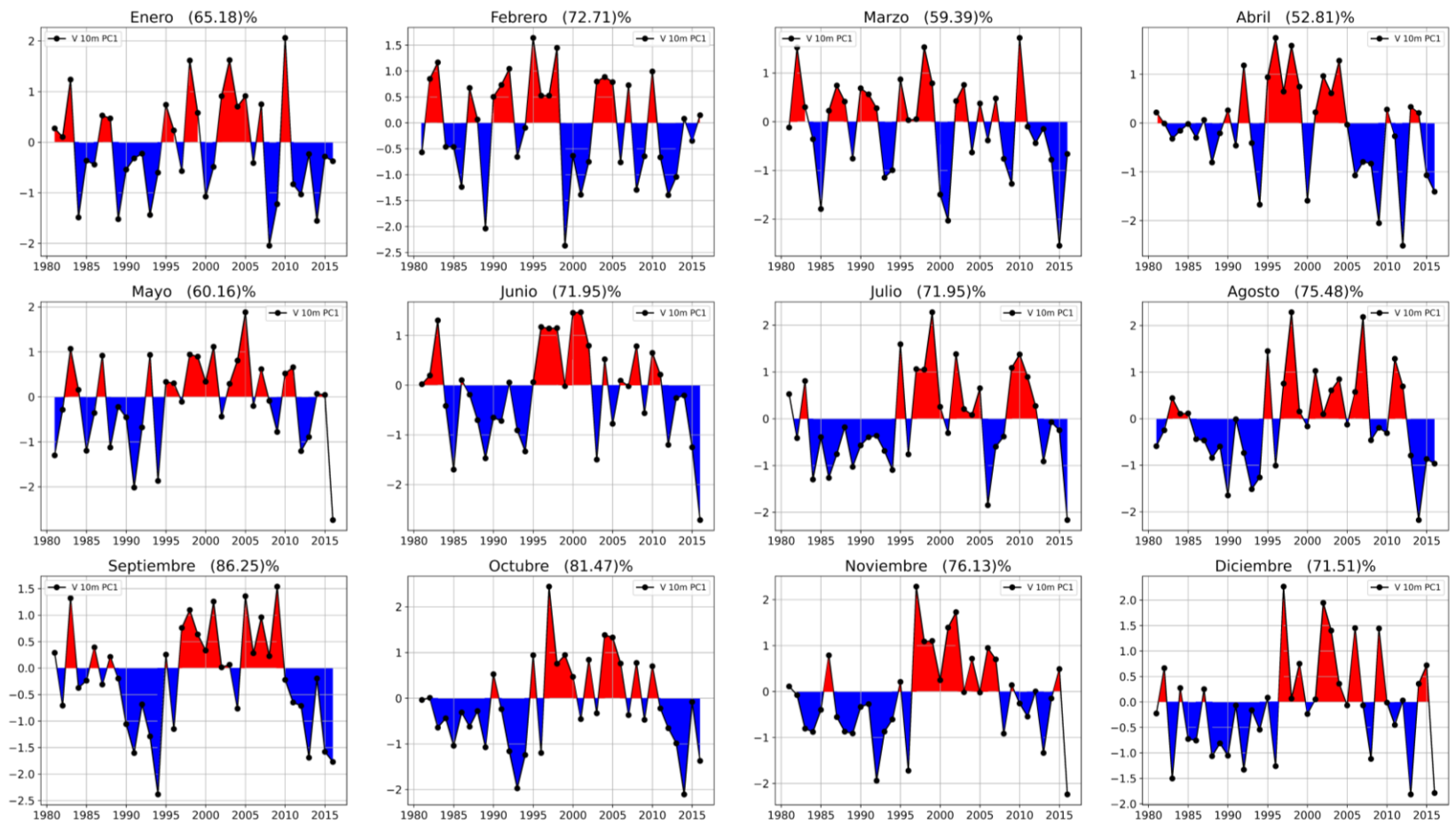


Figura 20. Serie de tiempo de la Primera componente principal (PC1v) de las anomalías del viento meridional (data ERA5) ubicado en la zona adyacente a la costa, para el periodo 1981 – 2016

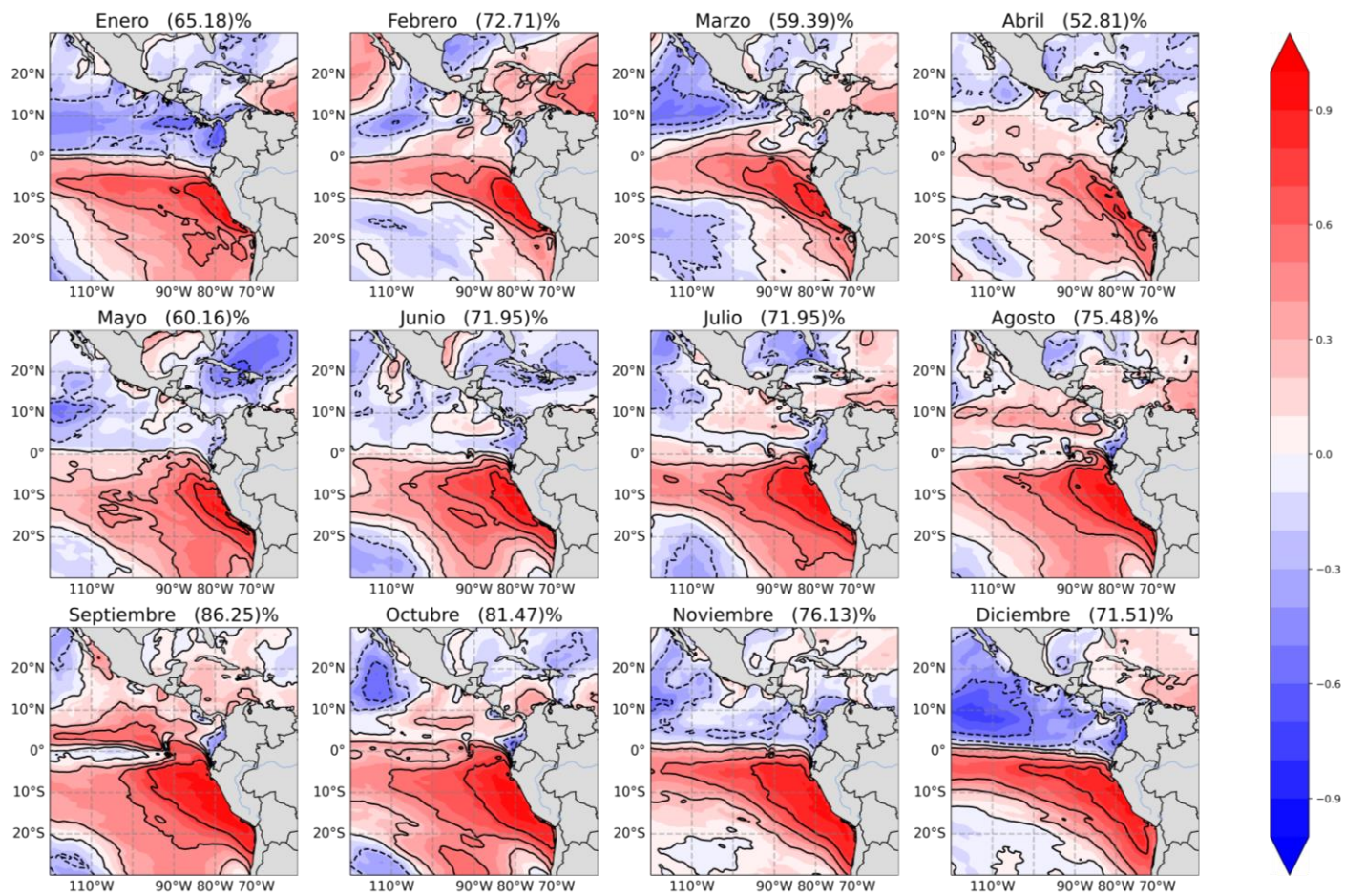


Figura 21. Mapa de correlación de la PC1v y las anomalías mensuales del viento meridional en la región ubicada en 30°N – 30°S, 120°W – 60°W (data ERA5), para el periodo 1981 – 2016.

Huamán (2015) menciona que los flujos meridionales máximos encontrados en las Islas Galápagos se intensifican durante los meses de junio a noviembre, el cual está asociado a la posición más al norte de la ZCIT, mientras que el debilitamiento de este flujo se produce durante los meses de febrero a abril asociado a la posición más al sur de la ZCIT, pudiéndose notar el cambio de intensidades influenciada por este patrón sinóptico. En aporte a esta idea Correa y Chamorro (2020) argumentan que durante los meses de invierno y primavera predominan mayores velocidades de viento asociados al acercamiento o intensificación del APS hacia las costas de Sudamérica, mientras que las menores velocidades del viento se dan en los meses de verano asociado al posicionamiento estacional en el hemisferio sur de la ZCIT. Como se observa, los autores muestran en sus investigaciones los contrastes de flujos de viento halladas entre el factor Atmosferico de la APS y la ZCIT, lo que apoyaría la idea de que este segundo patrón de variabilidad sea la ZCIT.

La inferencia mencionada podría apoyarse en la distribución espacial de los modos EOF como correlaciones en el Pacífico ecuatorial Oriental adyacente a la franja costera peruana vista en la Figura 22, en la que se presentan dos zonas relativamente opuestas con correlaciones negativas ubicada en la zona norte del Perú (Piura, Tumbes, Lambayeque) y con correlaciones positivas ubicada en la zona sur (Arequipa, Moquegua y Tacna). Estas distribuciones espaciales contienen los valores más altos a los extremos latitudinales, con una zona de transición de valores regulares en el centro de la costa. Los valores de correlaciones más negativas ($r \leq -0.8$) se encuentran en las estaciones de verano y otoño, mientras que las correlaciones más positivas ($0.3 \leq r \leq 0.6$) se encuentran en la estación de invierno e inicios de primavera.

Ahora bien, la Figura 23 muestra la serie de tiempo de la PC2v de las anomalías mensuales del viento meridional para el periodo de 1981 – 2016, estas series de tiempo en relación a la Figura 22 manifiesta que en años donde ocurrieron picos altos de variabilidad, como en los eventos ENSO de 1982-83 y 1997-98 hubo disminución del viento meridional en la zona norte y un aumento en la zona sur.

La Figura 24 muestra la correlación entre la segunda componente principal (PC2v) y las anomalías mensuales del viento meridional, presentando en el Pacífico Oriental dos zonas, una con predominio de correlaciones muy negativas que va del norte del Perú hasta América Central (verano y otoño) y una de correlaciones positivas que van desde el centro - sur o intensificación del APS hacia las costas de Sudamérica, mientras que las menores

velocidades del viento se dan en los meses de verano asociado al posicionamiento estacional en el hemisferio sur de la ZCIT.

Como se observa los autores mencionados muestran en sus investigaciones los contrastes de flujos de viento halladas entre el factor Atmosferico de la APS y la ZCIT, lo que apoyaría la idea de que este segundo patrón de variabilidad sea la ZCIT.

La inferencia obtenida podría apoyarse en la distribución espacial de los modos EOF como correlaciones en el Pacífico ecuatorial Oriental adyacente a la franja costera peruana vista en la Figura 22, en la que se presentan dos zonas relativamente opuestas con correlaciones negativas ubicada en la zona norte del Perú (Piura, Tumbes, Lambayeque) y con correlaciones positivas ubicada en la zona sur (Arequipa, Moquegua y Tacna). Estas distribuciones espaciales contienen los valores más altos a los extremos latitudinales, con una zona de transición de valores regulares en el centro de la costa. Los valores de correlaciones más negativas ($r \leq -0.8$) se encuentran en las estaciones de verano y otoño, mientras que las correlaciones más positivas ($0.3 \leq r \leq 0.6$) se encuentran en la estación de invierno e inicios de primavera.

Ahora bien, la Figura 23 muestra la serie de tiempo de la PC2v de las anomalías mensuales del viento meridional para el periodo de 1981 – 2016, estas series de tiempo en relación a la Figura 22 manifiesta que en años donde ocurrieron picos altos de variabilidad, como en los eventos ENSO de 1982-83 y 1997-98 hubo disminución del viento meridional en la zona norte y un aumento en la zona sur.

La Figura 24 muestra la correlación entre la segunda componente principal (PC2v) y las anomalías mensuales del viento meridional, presentando en el Pacífico Oriental dos zonas, una con predominio de correlaciones muy negativas que va del norte del Perú hasta América Central (verano y otoño) y una de correlaciones positivas que van desde el centro - sur peruano hasta la costa norte - centro de Chile (invierno y primavera). En los meses de octubre, noviembre y diciembre se observa dos franjas opuestas en la zona ecuatorial presentando correlaciones positivas entre 0° - 10° N y correlaciones negativas entre 0° - 10° S, siendo quizás los meses donde se aprecia más clara la ZCIT.

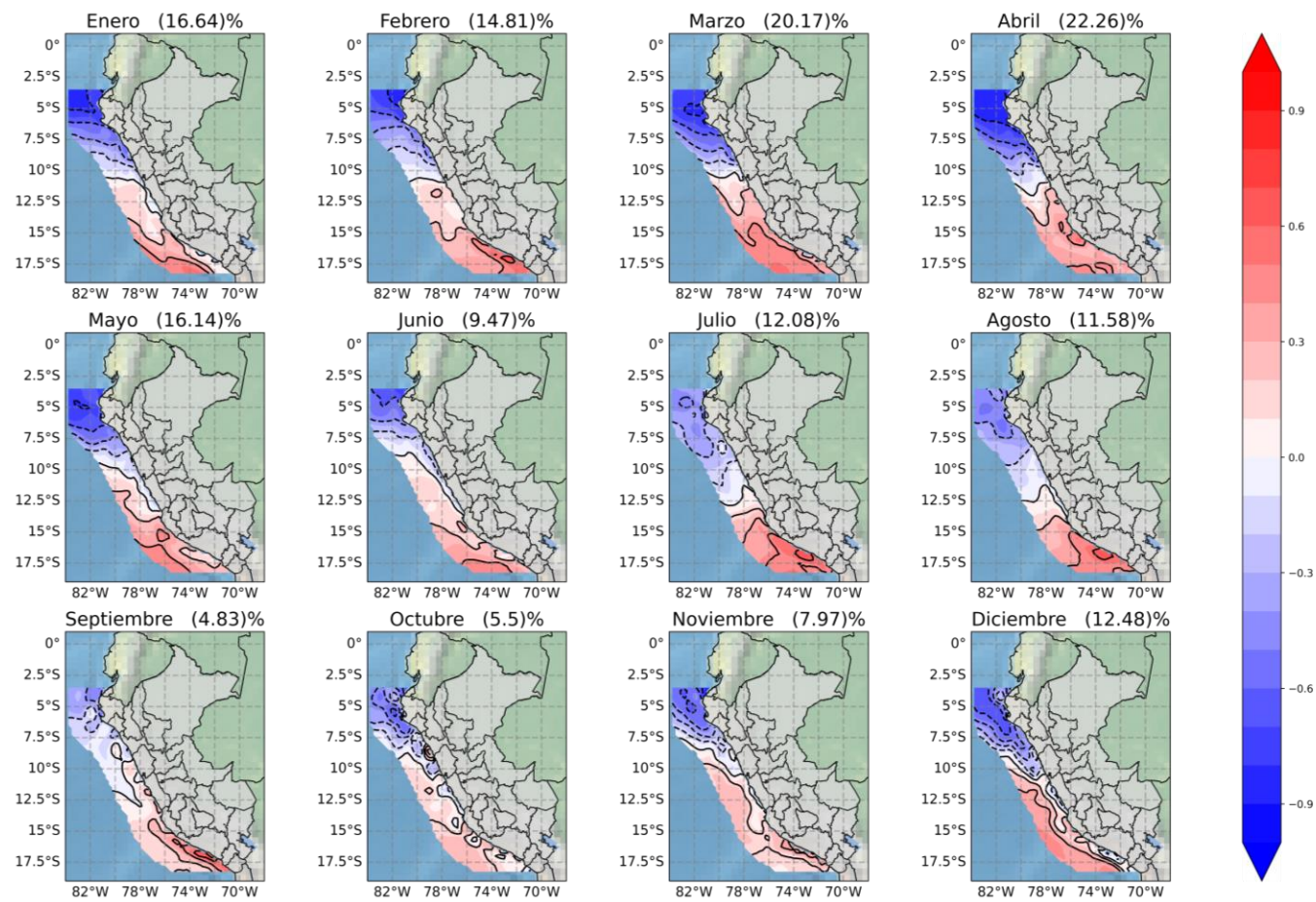


Figura 22. Mapa de correlación entre la PC2v con las anomalías mensuales del viento meridional ubicado en la zona costera (data ERA5), para el periodo 1981 – 2016.

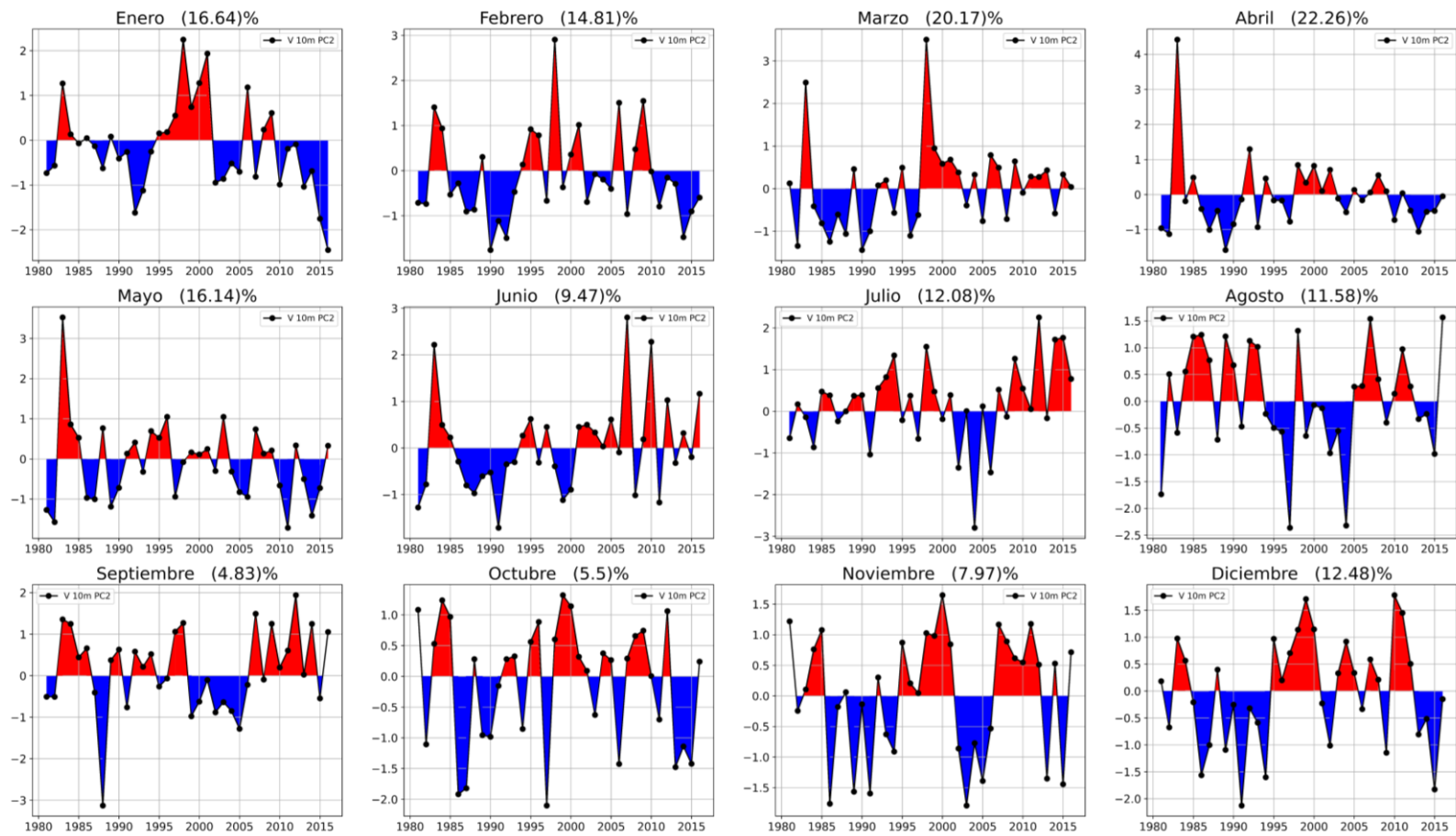


Figura 23. Serie de tiempo de la segunda componente principal (PC2v) de las anomalías del viento meridional (data ERA5) ubicado en la zona adyacente costera, para el periodo 1981 – 2016.

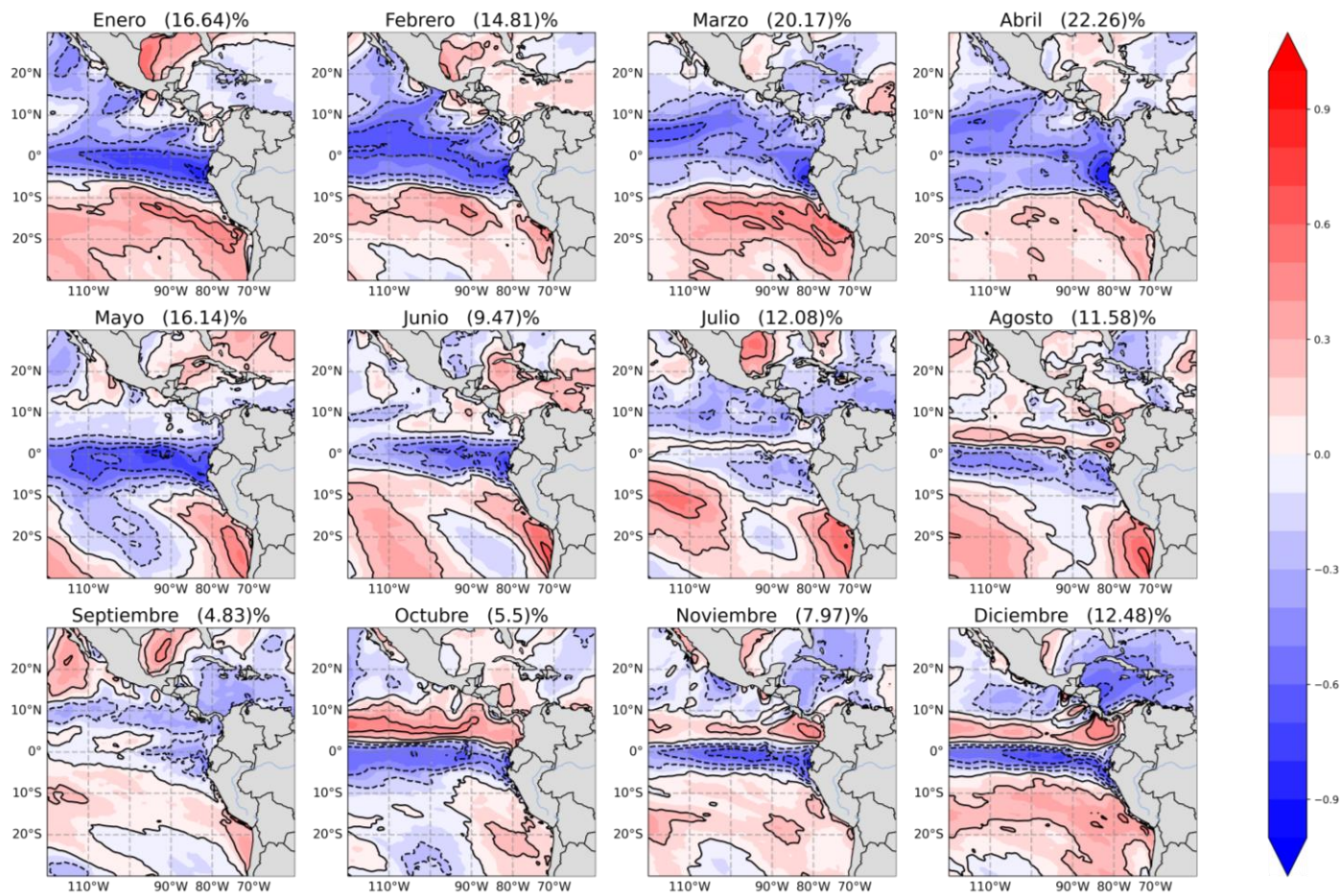


Figura 24. Mapas de correlación entre la PC2v y las anomalías mensuales del viento meridional en la región ubicada en el área de 30°N-30°S, 120°W-60°W, para el periodo 1981 - 2016

- c. Tercer modo de variabilidad, tercer EOF del viento Meridional ERA5

El tercer modo de variabilidad del campo de anomalías mensuales del viento meridional a 10 metros de la superficie de la zona costera, presenta un mínimo (2.05 %) de la varianza representada para el mes de septiembre y un máximo (8.06%) de la varianza representada para el mes de enero (Figura 25), como se puede apreciar este tercer patrón en contraste con el primero y el segundo manifiesta bajos porcentajes de la varianza representada (menos del 10%) de los datos originales.

La variabilidad espacial de este tercer modo vista en la Figura 25, presenta a diferencia de los dos modos anteriores una variabilidad espacial muy delgada, discontinua y ceñida a la costa peruana, donde aún se presenta la característica de contener correlaciones negativas en la zona norte (Piura y Tumbes), con ciertos núcleos negativos adyacentes a La Libertad, así como también correlaciones positivas en parte del norte (Piura, Lambayeque) dependiendo del mes de análisis, parte del centro (Ancash, Lima e Ica) y zona sur (Arequipa, Moquegua y Tacna). Por último, al oeste (mar adentro) de esta franja se observa correlaciones negativas ($-0.2 \leq r \leq 0$). En las costas del departamento de La Libertad, como se mencionó, se aprecia un núcleo tenue de correlaciones negativas, siendo casi constante todo el año a excepción de octubre, que es donde desaparece. Esta zona estaría mostrando que antes las ocurrencias de incrementos del viento meridional allí se presentaría una disminución de tal evento.

Una posible explicación a esta variabilidad espacial la brinda Chamorro (2020) quien alega que los eventos de aumento de la intensidad del viento suelen asociarse con el afloramiento de aguas subsuperficiales, lo que se refleja en la expansión espacial de las aguas frías costeras y las aguas de mezcla frente a la costa peruana. En cambio, los eventos de disminución de la intensidad del viento suelen estar relacionados con la aproximación de aguas tropicales y ecuatoriales superficiales, principalmente en el norte de Perú, y aguas subtropicales superficiales a las zonas costeras. Por otro lado, los eventos de vientos débiles durante los meses de primavera y verano están vinculados con la presencia de olas de calor y eventos de El Niño Costero

La Figura 26 representa las series de tiempo de la tercera componente principal (PC3) de las anomalías mensuales del viento meridional para el periodo de 1981 – 2016, se muestra una influencia de los eventos de El Niño Fuerte, La Niña fuerte y de El Niño Extraordinario de

los años 1982-83 y 1997-98, pudiendo ser observado en los picos más altos en esos años a pesar de tener un menor porcentaje de varianza representada (menor e igual al 8%).

Rafirmando esta influencia en la tercera componente principal Rahn y Garreaud (2014) mencionan que algunas de las variaciones interanuales más sustanciales del viento coinciden con la variación de El Niño-Oscilación del Sur (ENSO). Cuando ocurren temperaturas superficiales del mar cálidas (frías) anómalas sobre el Pacífico durante El Niño (La Niña), a menudo hay una disminución (aumento) en el viento medio a lo largo de la costa. También argumentan que el mayor cambio de viento de año a año ocurrió en 1997 cuando hubo un El Niño fuerte hasta 1998 cuando hubo un evento de La Niña fuerte. La fase ENSO impacta la circulación atmosférica de tal manera que durante La Niña se refuerza el APS, lo que lleva a una mayor gradiente de presión y más viento costero (Rahn, 2012). Durante El Niño el APS se debilita, lo que lleva a una gradiente de presión menor y menos viento costero. Asimismo, indica que el aumento de la fuerza del viento frente a la costa peruana durante un evento de El Niño canónico o típico se origina debido al incremento del gradiente de presión a lo largo de la costa. Este fenómeno es causado por un mayor aumento de la temperatura del aire sobre la superficie del mar en la costa norte en comparación con la costa sur, como resultado del calentamiento no uniforme de la temperatura superficial del mar (SST). Además, es probable que para que haya un fuerte aumento en la fuerza del viento, se requiera una anomalía en el gradiente de temperatura norte-sur de la SST y una inversión térmica débil o ausente en la atmósfera. Esto último permitiría el desarrollo de convección superficial y el ascenso de aire cálido, lo que a su vez reforzaría el gradiente de presión. Por último, menciona que las anomalías positivas en El Niño más fuerte observado hasta la fecha, fueron máximas en la costa y disminuyeron mar adentro, alcanzando velocidades de aproximadamente 1.5 m/s que representa un incremento de cerca del 40% con respecto a las condiciones climatológicas. Por lo que se podría mencionar que el tercer modo está representando las variabilidades de las anomalías poco habituales en el viento producto de eventos extremos de El Niño pero que tienen sus condicionantes espaciales aún relacionado a los patrones sinópticos.

La Figura 27 muestra la correlación entre la tercera componente principal (PC3v) y las anomalías mensuales del viento meridional, donde se aprecia una franja de correlaciones negativas en la zona del Pacífico ecuatorial que es intensa en los meses de verano, finales de otoño e inicios de invierno. Asimismo, se observan correlaciones positivas ubicadas debajo de la franja de valores negativos siendo intensa en invierno y débil en verano.

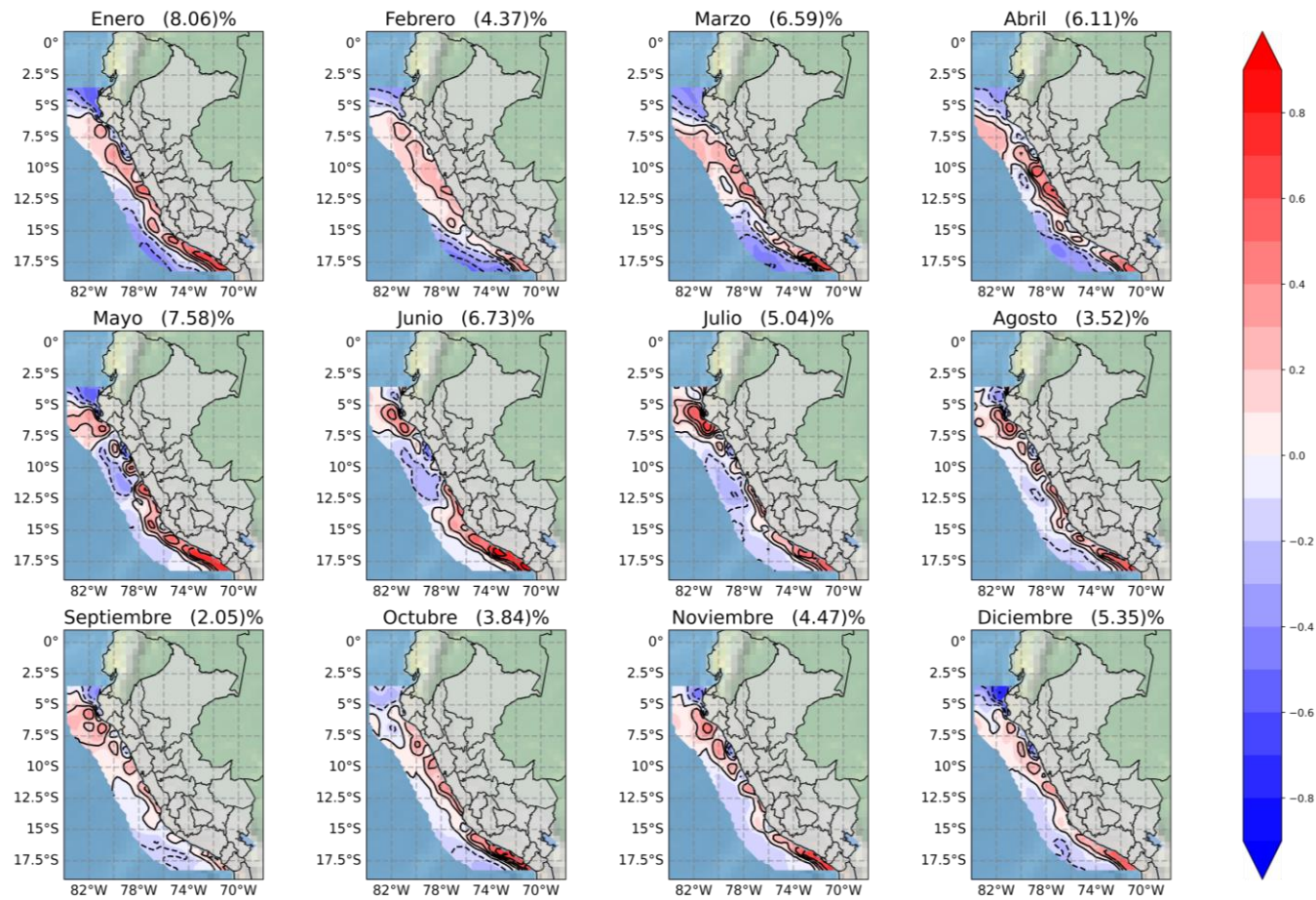


Figura 25. Mapas de correlación entre la PC3v y las anomalías mensuales del viento meridional ubicado en la zona costera (data ERA5) para el periodo 1981 – 2016.

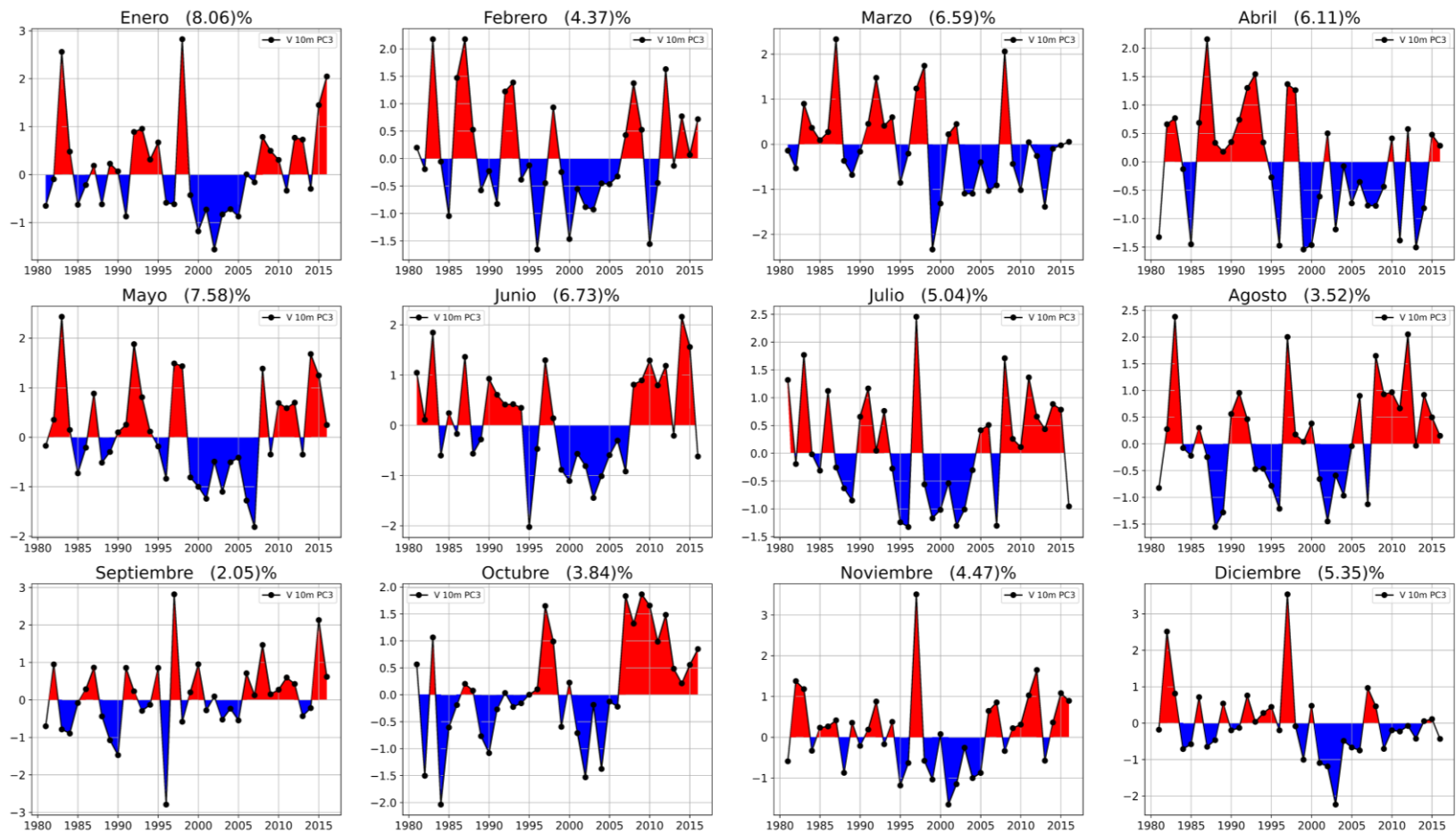


Figura 26. Serie de tiempo de la tercera componente principal (PC3v) de las anomalías del viento meridional (data ERA5) en la zona ubicada adyacente a la costa para el periodo 1981 – 2016

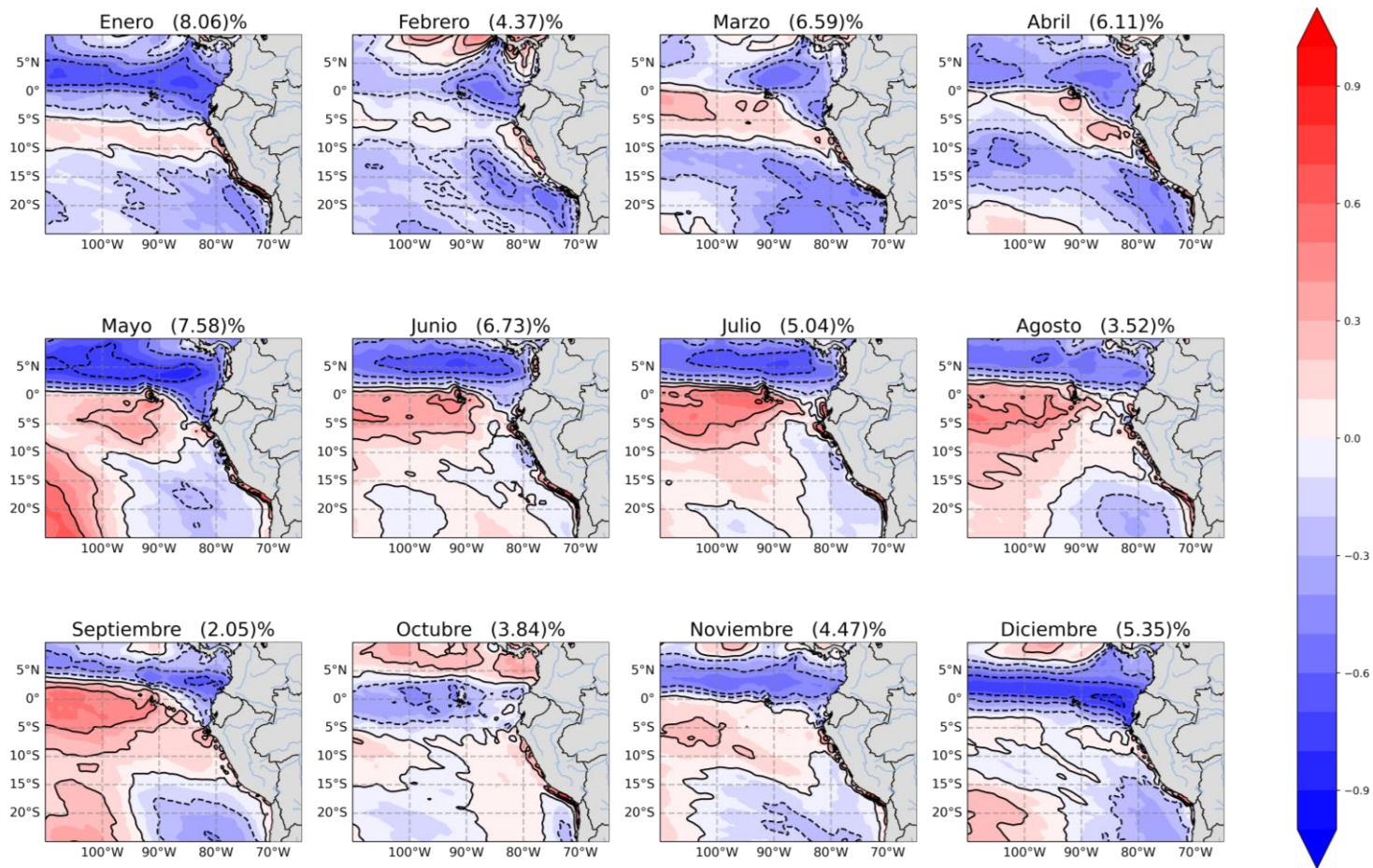


Figura 27. Mapas de correlación entre la PC3v y las anomalías mensuales del viento meridional en la región ubicada en el área de 10°N – 25°S, 110°W – 60°W, para el periodo 1981 - 2016

4.2.2.2. Viento Zonal

a. Primer modo de variabilidad, primer EOF de ERA5

El primer modo de variabilidad del campo de anomalías mensuales del viento zonal a 10 metros de la superficie de la zona costera, presenta un mínimo de la varianza representada para el mes de abril (40.06%) y un máximo de la varianza representada para el mes de septiembre (79.08%) (Figura 28). Dando muestra que el primer patrón contiene en los diferentes meses del año en promedio más del 50% de la varianza de los datos originales, siendo este un modo muy importante por la carga de información que contiene. Del mismo modo, se aprecia que los meses donde se presentó el máximo y mínimo de varianza representada han sido los mismos que el del primer patrón de anomalías mensuales del viento meridional.

En relación a la variabilidad espacial vista en la Figura 28, presenta en todo su dominio valores de correlaciones positivas (de 0 a 0.9), donde se aprecia que el grado de asociación de las correlaciones en la zona norte del Perú (Tumbes y cierta parte del norte de Piura), zona centro (Ancash, Lima e Ica) y la zona sur (Arequipa, Moquegua y Tacna) contiene en los meses de enero, febrero, marzo y abril (estación de verano y cierta parte de otoño) correlaciones de ($0 \leq r \leq 0.5$) en zonas específicas, mientras que el resto de meses (estaciones de invierno y primavera) en toda la franja oceánica adyacente a la costa presentaron valores constantes, estimando correlaciones ($r \geq 0.7$).

Al igual que en el primer modo de variabilidad del viento meridional, la explicación a esta distribución la podemos encontrar en las conclusiones de Chamorro (2020) quien menciona que durante los meses de invierno y primavera predominan mayores velocidades de vientos asociados al acercamiento o intensificación del APS hacia las costas de Sudamérica, mientras que las menores velocidades del viento se dan en los meses de verano asociado al posicionamiento estacional en el hemisferio sur de la ZCIT. Se debe tomar en cuenta que el viento producto del APS tiene dos componentes, la meridional que va de sur a norte y la zonal que va de este a oeste, siendo esta última generadora del transporte de Ekman.

IMARPE menciona que es la acción tangencial de los vientos paralelos a la costa (meridionales) con dirección norte sobre la superficie marina y la fuerza de Coriolis, provocan la divergencia de las aguas superficiales del mar, cuyo transporte integrado es perpendicular a la costa.

La Figura 29 muestra la serie de tiempo de la PC1u de las anomalías mensuales del viento zonal para el periodo de 1981 – 2016. La climatología del viento zonal en la costa peruana se representa vectorialmente con un valor negativo debido a que la predominancia de los vientos es de dirección este a oeste, lo que genera que las interpretaciones de las anomalías negativas estén representando un incremento en la dirección ya mencionada, mientras que las anomalías positivas sería un aumento, pero en la dirección contraria.

La Figura 30 muestra la correlación entre la primera componente principal (PC1u) y las anomalías mensuales del viento zonal, donde se observa que los valores de correlación positivos más altos se encuentran en las costas de Perú con una extensión hacia el oeste mar adentro que varía dependiendo del mes de análisis pero que presenta su máximo en septiembre llegando hasta los 120°W y su mínimo en abril con una extensión que llega a los 85°W, del mismo modo la distribución latitudinal abarca desde la zona norte de Chile hasta las costas colombianas en la estación de invierno, pudiendo concluir que este primer modo en su mayoría podría estar representando la varianza del componente zonal del Anticiclón del Pacífico sur.

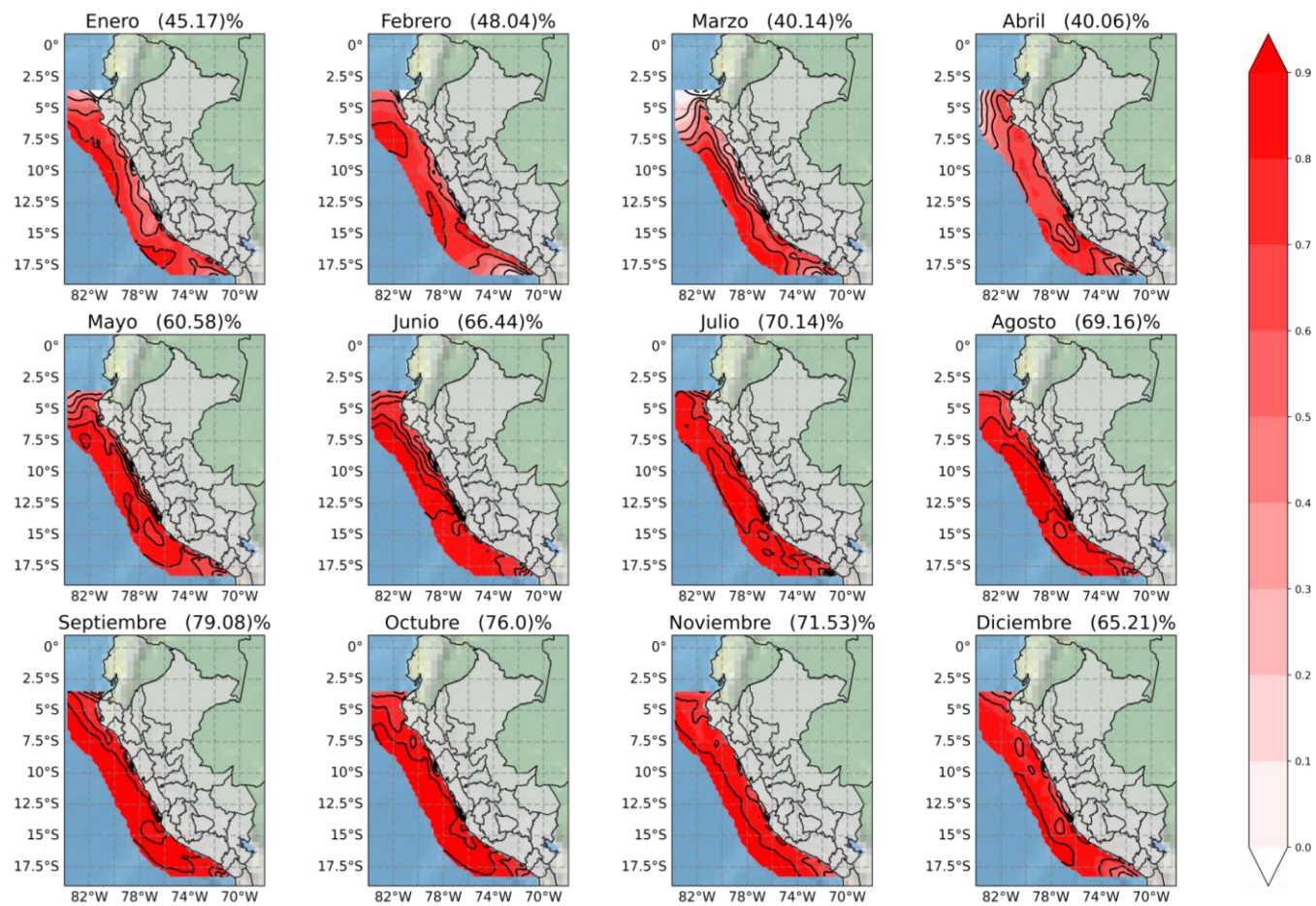


Figura 28. Mapas de correlación entre la PC1u y las anomalías mensuales del viento zonal en la ubicación de la zona costera del viento zonal (data ERA5) para el periodo 1981 – 2016.

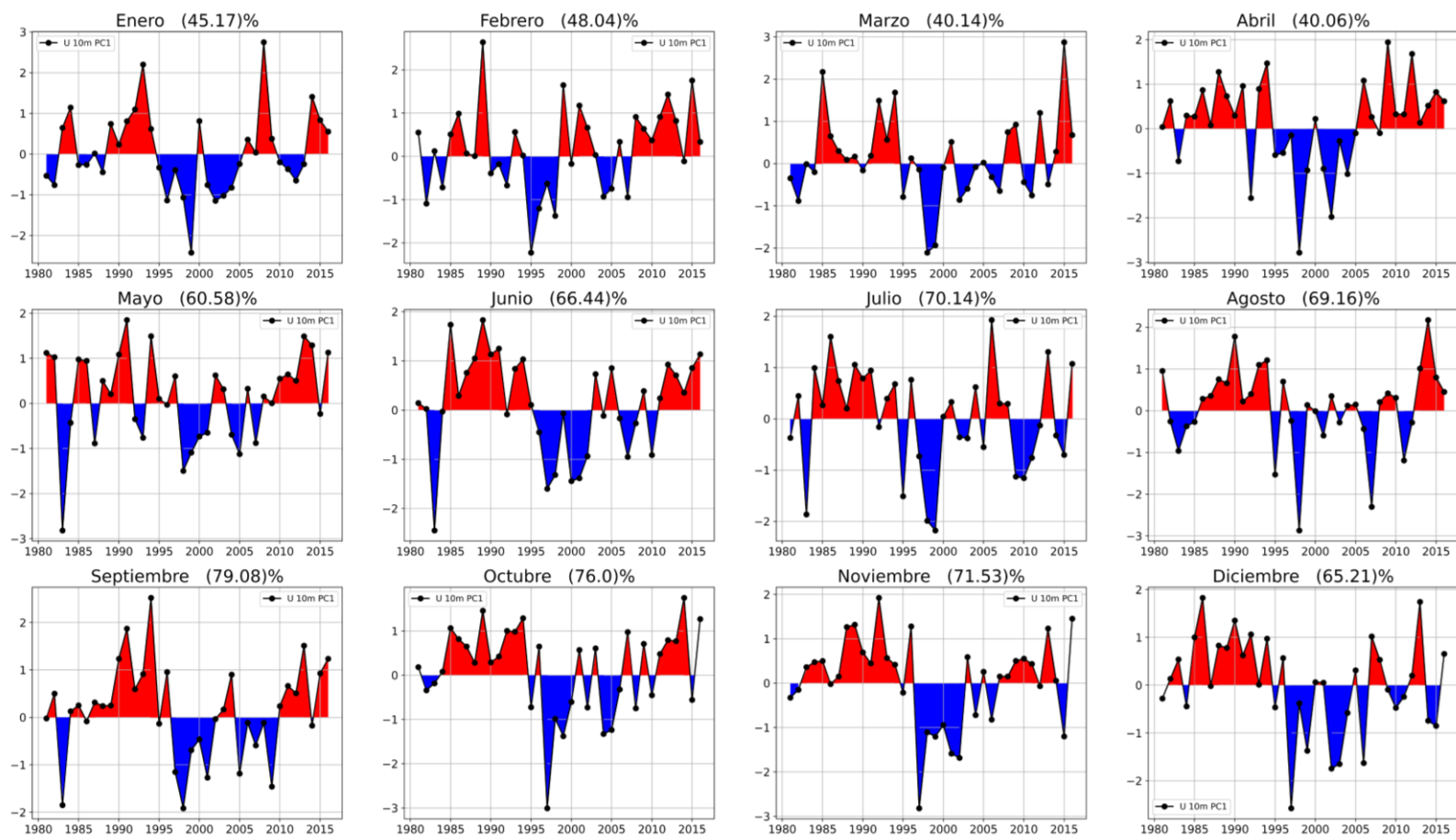


Figura 29. Serie de tiempo de la Primera componente principal (PC1v) de las anomalías del viento zonal (data ERA5) ubicado adyacente a la costa, para el periodo 1981 – 2016

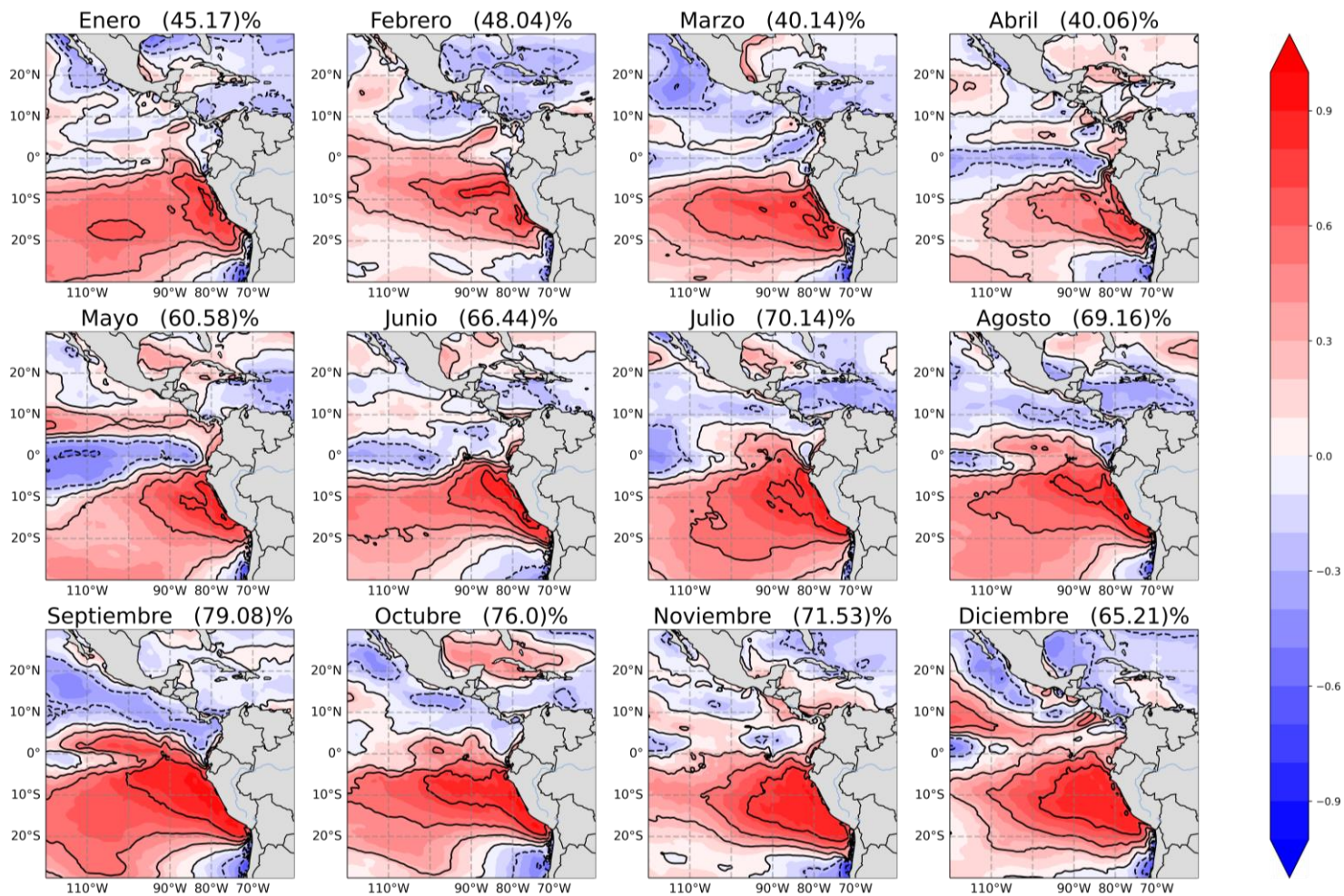


Figura 30. Mapas de correlación entre la PC1u y las anomalías mensuales del viento zonal en la región ubicada en 30°N – 40°S, 120°W – 60°W, para el periodo 1981 - 2016

4.2.3. Temperatura del aire

4.2.3.1. Temperatura máxima

a. Primer modo de variabilidad, primer EOF de PISCOt v1.1

El primer modo de variabilidad del campo de anomalías mensuales de la temperatura máxima del aire presenta un mínimo (58.82%) de la varianza representada para el mes de febrero y un máximo (82.31%) de la varianza representada para el mes de junio (Figura 54 en Anexos). Se observa que la primera componente ha representado en los 12 meses del año óptimamente la varianza de los datos originales. Concerniente a la distribución espacial de los EOF's como correlación de la PC1 en el área de análisis presenta una extensión de correlaciones positivas a lo largo de la franja costera, con valores ($r \geq 0.5$) dependiendo del mes en el que se centre el análisis, pero de manera general mostrando que para la estación de verano el mes de diciembre es el que presenta valores muy buenos de correlación ubicados en la zona norte (Piura, Lambayeque y partes de La Libertad) y cierta parte de la zona centro (Ancash), mientras que la zona sur presenta valores buenos que van de Lima a Tacna ($r \geq 0.65$), en enero las correlaciones muy buenas de la zona norte se reducen y centran en la región de Lambayeque y cierta parte de La Libertad. En febrero, la zona norte tiene una mayor reducción de la correlación en Piura y Tumbes, mientras que la zona sur presenta reducción de los valores de correlación en Tacna ($r \geq 0.55$) siendo uno de los más bajos.

En la estación de otoño se observa un incremento de las correlaciones en la zona norte (Piura, Tumbes, Lambayeque y La Libertad) que va de marzo a mayo siendo este último mes el que muestra valores de correlación muy buenos. La estación de invierno se caracteriza por presentar las correlaciones más altas en la zona norte (Piura, Tumbes, Lambayeque y la Libertad) así como en la zona centro (Ancash) con una distribución casi homogénea en estas ($r \geq 0.95$). No obstante, la zona sur presenta una disminución de la correlación en Ica y Arequipa, mientras que en Tacna un incremento ($r \geq 0.85$). Por último, la estación de primavera continúa presentando correlaciones altas en la zona norte y centro, teniendo una disminución de las correlaciones a medida que se acerca al mes de noviembre. De igual forma, en la correlación entre la primera componente principal (PC1) y las anomalías mensuales de la temperatura máxima, se observan valores positivos y una diferencia estacional marcada entre verano y primavera, teniendo que el primero presenta correlaciones positivas en la mayor parte del territorio nacional, por el contrario, en primavera estas

correlaciones positivas se centran en la costa teniendo correlaciones muy bajas en la sierra sur y en parte de la Amazonia.

La serie de tiempo de la PC1x de las anomalías mensuales de la temperatura máxima (Figura 35) exhibe una variabilidad que se ha visto influenciada por los eventos de El Niño y La Niña, mostrando las intensidades débiles, moderadas, fuertes y muy fuertes como los ocurridos en los años 1982 - 83 y 1997 - 98 logrando confirmar que la principal fuente de variabilidad de la temperatura máxima del aire anual es el ENSO.

Reafirmando esta influencia Vuille et al. (2015) en una visión global del Perú, mencionan que la compleja influencia del fenómeno ENSO en la región podría explicar los patrones observados, dada la diferente influencia de las temperaturas superficiales del mar en el Pacífico central (que afecta la cordillera de los Andes) y oriental (que afecta la costa). Asimismo, manifiesta que el ENSO modula otros parámetros atmosféricos, como la presión del aire superficial, la radiación solar y la nubosidad en los Andes (Vuille, 1999; Vuille et al., 2000). Asimismo, Castro et al. (2020) mencionan que durante eventos El Niño, el APS se debilita ostensiblemente, de tal modo que los vientos Alisos asociados también se debilitan, lo que trae consigo una disminución o desaparición de los afloramientos y la corriente de Humboldt pierde velocidad. Todo ello, contribuye al calentamiento del mar peruano y que en la costa norte y centro el tiempo meteorológico se tropicalice (incremento de la temperatura del aire y de las lluvias). Durante eventos La Niña, ocurre lo contrario. Esto estaría explicando los picos altos ocurridos en la Figura 35.

4.2.3.2. Temperatura mínima

a. Primer modo de variabilidad, primer EOF de PISCOt v1.1

El primer modo de variabilidad del campo de anomalías mensuales de la temperatura mínima del aire, presenta un mínimo (84.58%) de la varianza representada para el mes de agosto y un máximo (89.63%) de la varianza representada para el mes de mayo (Figura 55 en Anexos). A comparación del primer patrón de anomalías de temperatura máxima estos presentan un mayor porcentaje de la varianza representada de los datos originales, esto se debe a que la evolución de la temperatura mínima es producto de una escala más local que regional, además, este primer modo presente en toda la franja costera muestra correlaciones muy buenas en la zona norte y centro mientras que la zona sur muestra correlaciones solamente buenas.

El Atlas de temperaturas del aire y precipitación del Perú (SENAMHI, 2021) menciona que en la costa, diversos factores como el clima, la topografía y las vertientes de los Andes occidentales influyen en las temperaturas del aire. En esta área, la variación mensual de la temperatura del aire es limitada debido al efecto regulador del océano Pacífico. En este sentido, las temperaturas del aire en la costa están directamente relacionadas con la temperatura superficial del mar (SST); cuando la SST está por encima o por debajo de sus valores normales, la costa experimenta temperaturas más altas o más bajas de lo habitual. Por ejemplo, en la costa norte, las temperaturas del aire se ven afectadas por la SST, la corriente fría de Humboldt que proviene del sur y la corriente cálida de El Niño que ingresa desde el norte. En cambio, en la costa sur del país, donde las temperaturas del aire son más bajas en comparación con el resto de la costa, estas disminuyen gradualmente debido a que la corriente de Humboldt es más fría en esta región.

Ahora haciendo referencia a la serie de tiempo de la PC1 de las anomalías mensuales de la temperatura mínima (Figura 37), se observa que la variabilidad temporal es influenciada por eventos ENSO, en los cuales la SST, como se mencionó anteriormente, influyen y terminan regulando la temperatura del aire.

Según Tedeschi (2017), al evaluar el impacto de la temperatura superficial del mar (SST) en Sudamérica, se observa que los eventos de El Niño en la región oriental afectan de manera consistente la temperatura en gran parte de la región tropical de América del Sur, provocando un aumento de la temperatura (Li et al., 2011). Por otro lado, los eventos de El Niño en la región central solo causan un aumento de la temperatura en una región que abarca partes de Chile y Argentina, siendo esta región más limitada durante el verano que durante el otoño.

En toda la extensión la Figura 36 muestra en el territorio peruano valores positivos muy buenos en la franja costera y regulares en la sierra central y sur. Los meses de verano son donde se presenta el despliegue más homogéneo de la temperatura mínima, mientras que en invierno hay un contraste notorio con la sierra sur.

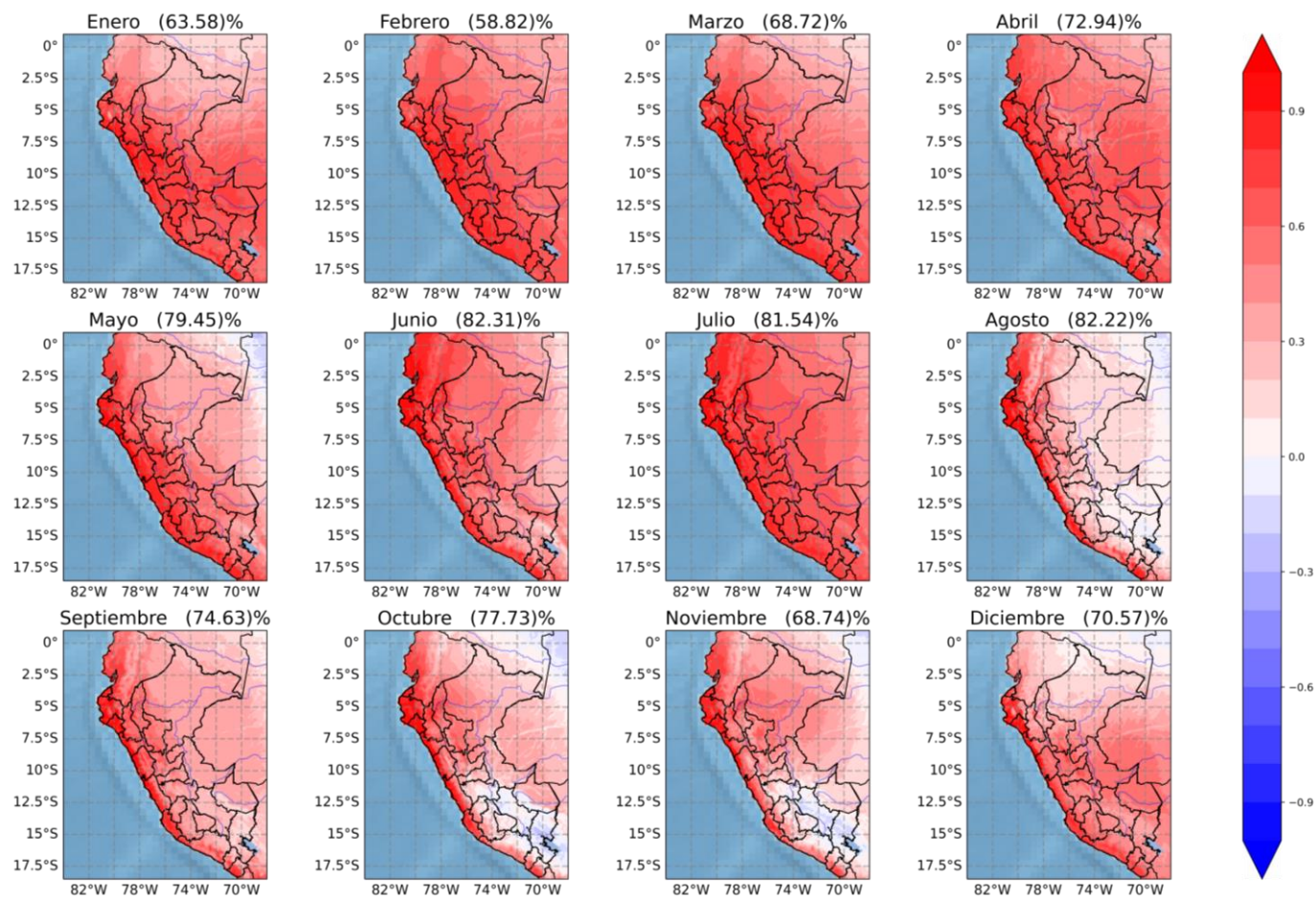


Figura 31. Mapas de correlación entre la PC1x y las anomalías mensuales de la temperatura máxima del aire en la región ubicada en el área de 30°N – 40°S, 140°W – 295°W, para el periodo 1981 - 2016

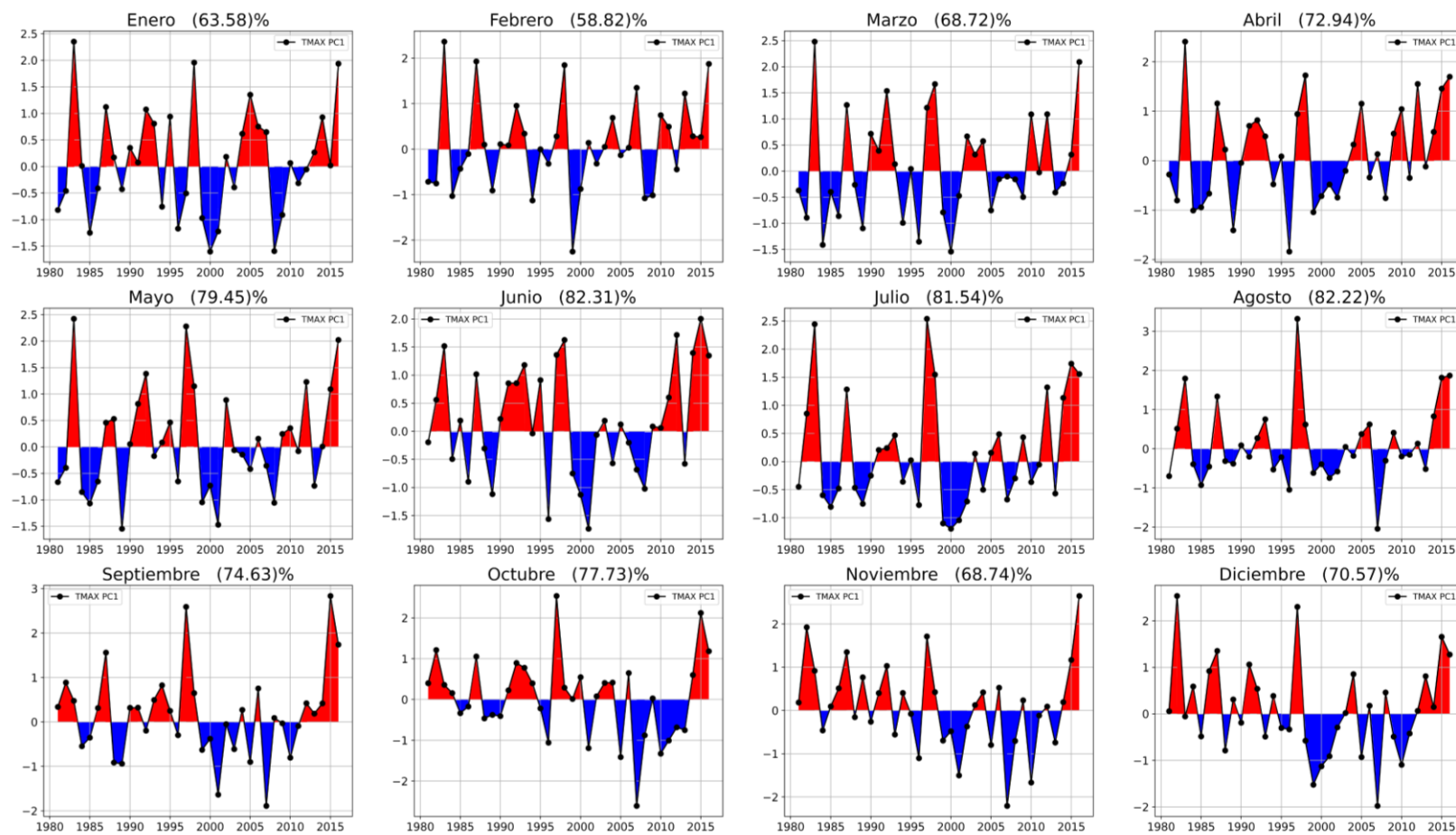


Figura 32. Serie de tiempo de las Primeras componentes principales (PC1x) de las anomalías de la temperatura máxima data PISCOt v1.1 ubicada en la costa peruana, para el periodo 1981 – 2016

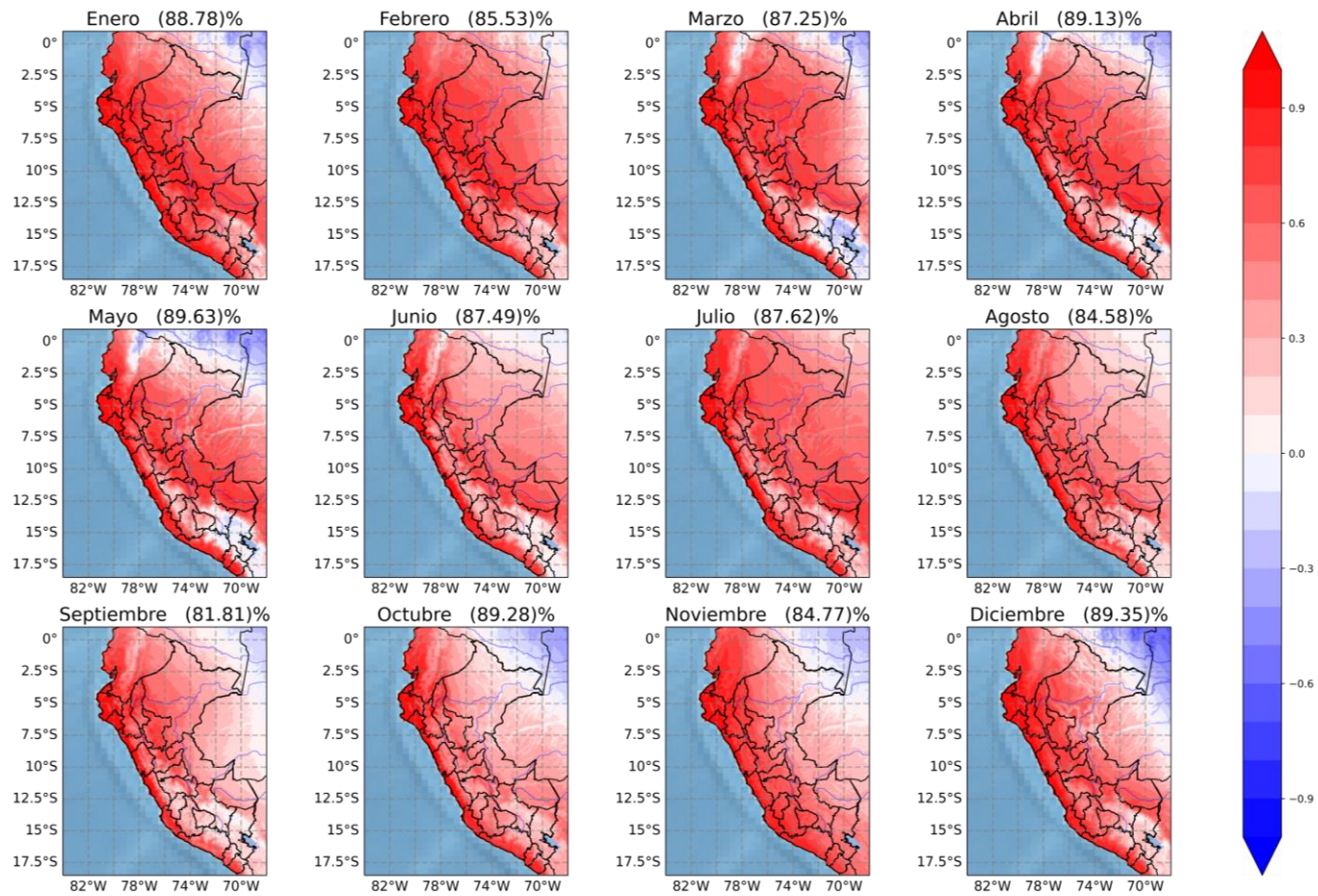


Figura 33. Mapas de correlación entre la PC1 y las anomalías de la temperatura mínima del aire en la región ubicada en el área de 30°N – 40°S, 140°W – 295°W, para el periodo 1981 - 2016

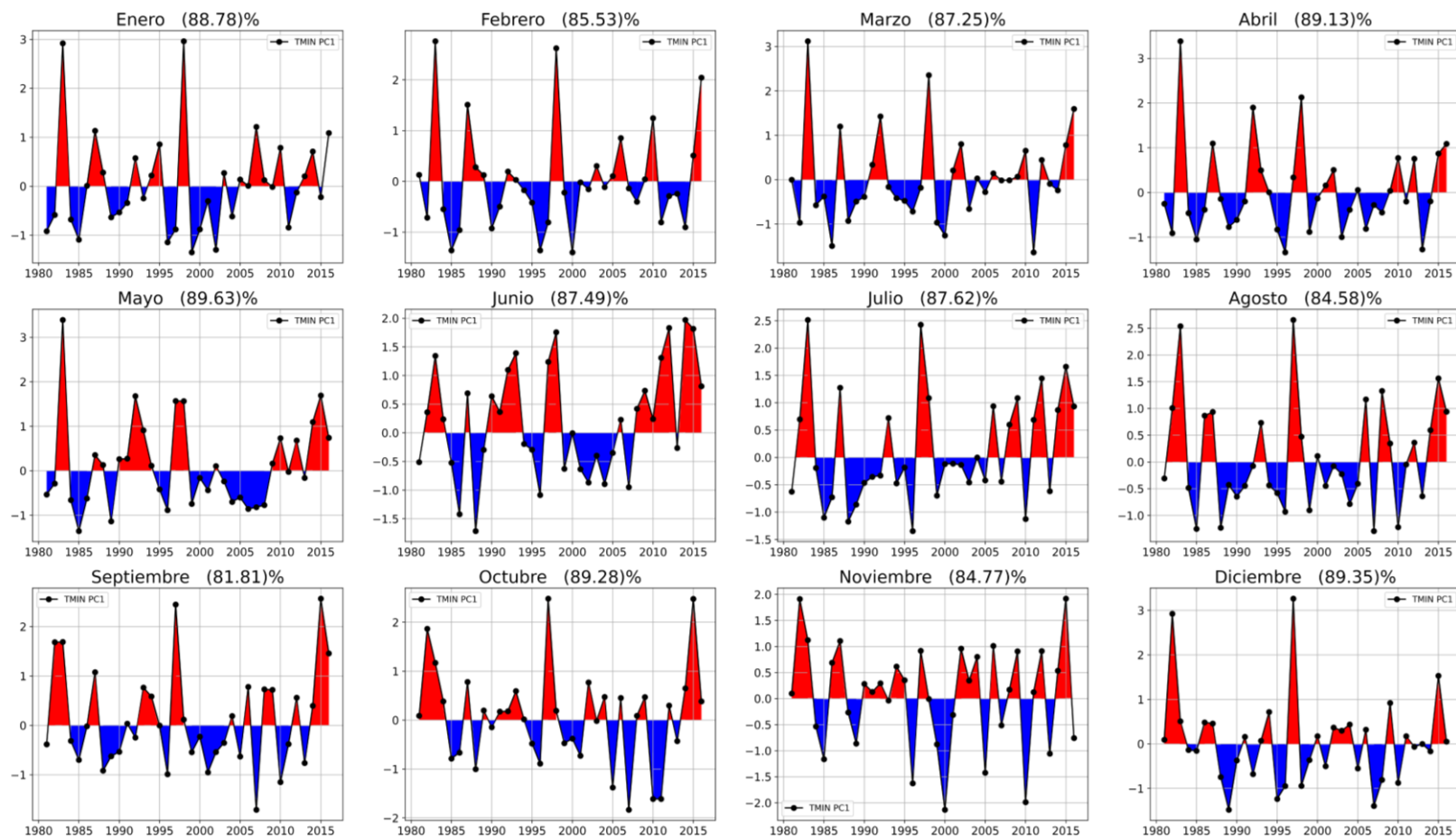


Figura 34. Series de tiempo mensuales de las Primeras componentes principales (PC1m) de la temperatura mínima data PISCOt v1.1 ubicada en la costa peruana, para el periodo 1981 – 2016

4.3 Relación de los primeros modos de variabilidad de SST, viento zonal – meridional con la temperatura del aire.

Para la identificación de los primeros modos significativos de variabilidad se está usando la regla empírica de North et al., (1982), ya que posibilitan encontrar el número de modos más importantes para el análisis respectivo de manera más práctica.

Según lo explicado en la sección 3.4.2 si la distancia entre un autovalor y el autovalor más cercano a este es menor o igual al error de estimación, estaríamos presenciando autovalores degenerados, lo que estaría significando que un patrón de variabilidad de un determinado dominio espacial está siendo compartido entre dos modos.

La regla de North aplicada a la variable de la SST ecuatorial (Figura 56 anexos) permite visualizar de manera general que en todo el año el primer modo presentó mayor porcentaje de varianza representada con respecto a los demás y que la diferencia entre los autovalores del primer y segundo modo fue mayor al error de estimación. El segundo modo tuvo un menor porcentaje de varianza representada respecto al primer modo y del mismo modo la diferencia entre sus autovalores con el segundo y tercer fue mayor al error de estimación. Sin embargo, el tercer modo presento un error de estimación alto y la diferencia entre el autovalor del tercer y cuarto modo no lo supero, por lo que podrían estar compartiendo un patrón de variabilidad, lo que generó que solo se tomen los dos primeros modos.

La Figura 57 en anexos muestra a la variable de la SST costera donde se observa que su primer modo contiene el mayor porcentaje de varianza representada, siendo en todos los meses del año mayor al 80%, presentando una diferencia de autovalores con el segundo modo superior al error de estimación, mientras que la diferencia de los autovalores restantes no cumplía la regla, de ahí que solo se trabaje con el primero.

En la variable del viento meridional (Figura 58 en anexos) se observa que el primer modo para los 12 meses del año contiene un porcentaje de varianza representada mayor al 50% y su error de estimación es notoriamente pequeño en comparación a la diferencia de los dos primeros autovalores. El segundo modo presenta un porcentaje de varianza y un error de estimación variada, que depende del mes en el que se centre el análisis, pudiéndose notar que en la estación de verano y otoño son significativos y para la estación de invierno y primavera no lo son.

Respecto a la variable del viento zonal (Figura 59 en anexos) se observa que el primer modo es significativo, mientras que el segundo y tercero comparten variabilidad.

En la variable temperatura máxima (Figura 60 en anexos) se aprecia, que el primer modo es significativo. El segundo modo presenta bajo porcentaje de la varianza representada, que se eleva en verano e inicios de otoño siendo significativos, mientras que para invierno y primavera es baja y no significativos. Para finalizar respecto a la variable temperatura mínima (Figura 61 de anexos) tenemos que el primer modo es notoriamente muy significativo, ya que la diferencia de autovalores es muy notable, mientras que el segundo y el tercero modo presentan bajo error de estimación, sin embargo, la diferencia de autovalores no los supera.

En manera de resumen se menciona que los componentes principales que se usaron para el análisis de este trabajo de investigación son:

4.3.1. Correlaciones

4.3.1.1. Matriz de correlaciones

La Tabla 8, tabla de doble entrada muestra la matriz mensual de correlaciones de Pearson de las primeras componentes de la temperatura del aire, las primeras componentes del viento y las primeras componentes de la SST ERSS v5 costera y ecuatorial para el periodo 1981 – 2016, en la cual se observarán correlaciones significativas (en negrita) como no significativas.

Los resultados de esta de doble entrada mostraron buena correspondencia y grado de asociación de las primeras componentes PC1x – PC1m con la primera componente de la SST costera (PC1_costa) observándose que todas estas correlaciones eran significativas a un 95% de confianza y contenían valores de correlación altos y muy buenos. El mes de octubre es el que contiene la correlación más alta (0.89) entre la PC1x y la PC1_costa, mientras que el mes de abril es el que contiene la correlación más alta (0.93) entre la PC1m y la PC1_costa. Es importante resaltar que en 9 de los 12 meses del año las correlaciones de la PC1m son mayores a las de la PC1x.

De igual manera, las correlaciones entre la primera componente de la SST ecuatorial (PC1_ecu) y las PC1x-PC1m presenta valores positivos y significativos en todos los meses del año y a diferencia de la SST costera, este presenta las correlaciones más altas en relación a la temperatura máxima que en la temperatura mínima y se da en 8 de los 12 meses del año.

La segunda componente de la SST ecuatorial (PC2_ecu) muestra que no ha sido significativo en los 12 meses del año, sino solamente en los meses de invierno (junio, julio y agosto) que fue donde se presentaron sus valores de correlación positivos más altos.

En relación a las correlaciones de las PC de la temperatura del aire con las PC del viento se observa que, la tercera componente principal del viento meridional (PC3v) presentó las correlaciones más altas (respecto a las otras dos componentes del viento meridional) y significativas a un 95% de confianza, teniendo un mayor grado de asociación con la PC1m que con la PC1x. De igual forma, se tiene que la segunda componente principal del viento zonal (PC2u) presentó correlaciones cercanas a -1 (respecto a las otras componentes del viento zonal) y significativas en un 95% de confianza. Asimismo, la tercera componente del viento zonal (PC3u) tiene meses donde presenta correlaciones positivas, específicamente en los meses de febrero, abril, junio, julio y diciembre como también correlaciones negativas, pero no significativas.

Por último, en la Tabla 10 se puede apreciar las correlaciones de las PC de la temperatura superficial del mar costera y ecuatorial versus las PC del viento, donde se observa que la PC2v exhibe algunas correlaciones positivas y significativas de enero a abril y algunas correlaciones negativas y significativas de agosto a diciembre. La PC3v exhibe correlaciones positivas y significativas en la mayoría de los meses a excepción de octubre. Esta componente tiene buen grado de asociación a los extremos ocurridos en la SST tanto costera como ecuatorial. La PC2u presenta correlaciones negativas y significativas en todos los meses del año, mientras que la PC3u se alterna entre correlaciones positivas y negativas.

4.3.1.2. Comparación de las componentes principales

a. Temperatura del aire

En esta sección la Figura 38 muestra las series de tiempo de la primera componente principal de la SST zona ecuatorial, temperatura máxima y mínima del aire. Aquí se denota como estas PC presentan un patrón de comportamiento similar exhibiendo de manera visual una buena fuerza de asociación positiva, siendo mayor en unos meses más que en otros, pero de manera general presentando similitud en las tendencias de los picos más altos y bajos que vendrían a presentar los eventos ENSO positivos como negativos.

La Figura 39 muestra las series de tiempo de la primera componente principal de la SST costera, temperatura máxima y mínima del aire observando como el comportamiento de las PC, así como su tendencia es superior al de la Figura 38.

La Figura 40 muestra la serie de tiempo mensual de las correlaciones de Pearson de la primera componente de la temperatura máxima (PC1x) con la SST costera y SST ecuatorial, donde se señala que en los meses de enero y febrero la correlación de la temperatura máxima con la SST ecuatorial es mayor a la que se da con la SST costera. No obstante, el resto de meses de esta figura muestra un mayor grado de asociación con la SST costera, teniendo su máximo en el mes de octubre.

Una explicación a este suceso lo dan Wu & Newell (1998) quienes mencionan que la influencia de la temperatura superficial del mar en el Pacífico oriental tropical (TEP) es crucial sobre los cambios de temperatura del aire en la tropósfera tropical. Ellos mostraron que las temperaturas de la tropósfera a unos 10° del ecuador sube o baja con la SST en el TEP, y que esta zona del Pacífico oriental tropical cumple con propiedades de gran amplitud, larga persistencia y amplia coherencia espacial. Generando que la SST influya en la atmósfera a través de los flujos de calor latente. Csanady (2001) en aporte a esta idea menciona que por lo general la transferencia de calor procede del océano a la atmósfera lo largo de dos vías, como transferencia de calor sensible y latente. El calor sensible es el socio menor, la mayor parte de la transferencia de calor del océano mundial a la atmósfera se produce a través de la evaporación, es decir transferencia de calor latente, es así que en los meses de enero y febrero corresponden a la estación del verano austral, la captura energética es mayor, la ZCIT se encuentra en su máxima posición sur aportando a las formaciones nubosas de gran desarrollo vertical por lo que se concluye que las correlaciones con la SST ecuatorial fueron más influyentes en estos meses.

Una explicación del porqué los meses restantes la SST costera influye más en la temperatura máxima puede deberse a que en las estaciones venideras influye no solo en mayor porcentaje la SST, sino que vienen a relucir factores como el fotoperiodo, la nubosidad, etc. Además, la costa es una gran masa de tierra continental por lo que la variabilidad oceánica como la continental pueden modular el clima local. Se sabe también que varios modos de variabilidad natural a gran escala, sobre todo El Niño Oscilación del Sur (ENSO), la Oscilación decenal del Pacífico (PDO), influyen fuertemente en las temperaturas en escalas de tiempo interanuales e interdecenales (Aceituno, 1998; Gillet, Kell y Jones, 2006; Garreaud, Vuille, Compagnucci, y Marengo, 2008).

Tabla 8: Matriz de correlaciones de Pearson de las primeras componentes de la temperatura del aire, viento y SST ERSS v5 para el periodo 1981 - 2016

Mes	Componente temperatura del aire	Componente viento meridional			Componente viento zonal			Componente SST costera	Componente SST ecuatorial	
		PC1v	PC2v	PC3v	PC1u	PC2u	PC3u	PC1_costa	PC1_ecu	PC2_ecu
Enero	PC1x	0.390	-0.200	0.560	0.097	-0.440	-0.066	0.750	0.770	0.220
	PC1m	0.390	0.120	0.730	0.180	-0.620	-0.190	0.910	0.710	0.480
Febrero	PC1x	0.570	-0.003	0.400	-0.270	-0.470	0.410	0.640	0.710	0.190
	PC1m	0.310	0.380	0.440	0.023	-0.510	0.600	0.780	0.700	0.480
Marzo	PC1x	0.280	0.370	0.440	-0.005	-0.680	-0.170	0.750	0.640	0.400
	PC1m	0.100	0.580	0.480	0.076	-0.800	-0.110	0.880	0.620	0.550
Abril	PC1x	-0.180	0.300	0.540	-0.027	-0.300	0.630	0.740	0.690	0.450
	PC1m	-0.063	0.600	0.620	-0.290	-0.380	0.610	0.930	0.530	0.700
Mayo	PC1x	-0.210	0.260	0.590	-0.100	-0.580	0.210	0.820	0.760	0.190
	PC1m	0.034	0.260	0.800	-0.280	-0.780	0.220	0.910	0.720	0.430
Junio	PC1x	-0.280	0.150	0.520	0.092	-0.490	0.470	0.800	0.700	0.350
	PC1m	-0.066	0.056	0.680	-0.061	-0.530	0.460	0.770	0.510	0.600

Continuación ...

Mes	Componente temperatura del aire	Componente viento meridional			Componente viento zonal			componente SST costera	componente SST ecuatorial	
		PC1v	PC2v	PC3v	PC1u	PC2u	PC3u	PC1_costa	PC1_ecu	PC2_ecu
Julio	PC1x	0.041	0.260	0.480	-0.280	-0.170	0.650	0.850	0.700	0.510
	PC1m	0.096	0.150	0.510	-0.280	-0.260	0.600	0.900	0.630	0.650
Agosto	PC1x	-0.140	-0.190	0.560	0.092	-0.300	0.380	0.860	0.680	0.460
	PC1m	-0.040	-0.094	0.650	-0.037	-0.270	0.330	0.900	0.650	0.580
Septiembre	PC1x	-0.380	0.150	0.540	0.220	-0.290	0.370	0.870	0.740	0.350
	PC1m	-0.150	0.200	0.600	-0.015	-0.310	0.290	0.900	0.750	0.460
Octubre	PC1x	0.057	-0.360	-0.130	-0.250	-0.540	0.027	0.890	0.710	0.310
	PC1m	0.078	-0.350	-0.098	-0.280	-0.630	-0.035	0.850	0.800	0.340
Noviembre	PC1x	-0.120	-0.220	0.540	-0.015	-0.300	-0.140	0.780	0.630	0.280
	PC1m	0.300	-0.280	0.360	-0.310	-0.570	0.077	0.610	0.730	0.210
Diciembre	PC1x	0.098	-0.480	0.450	-0.077	-0.200	0.610	0.790	0.740	0.240
	PC1m	0.490	-0.270	0.470	-0.380	-0.400	0.640	0.810	0.740	0.470

Nota: PC1x= Primera componente principal de la temperatura máxima del aire; PC1m= Primera componente principal de la temperatura mínima del aire; PC1v= Primera componente principal del viento meridional; PC1u= Primera componente principal del viento zonal; PC1_costa= Primera componente principal de la SST costera; PC1_ecu= Primera componente principal de la SST Ecuatorial. Las correlaciones de Pearson resaltadas en negro son las correlaciones significativas a un 95% de confianza.

Tabla 9: Matriz de correlaciones de Pearson mensuales de las primeras componentes del viento y ERSS SST V5 costero y ecuatorial para el periodo 1981 - 2016

Mes	componente SST	Componente viento meridional			Componente viento zonal		
		PC1v	PC2v	PC3v	PC1u	PC2u	PC3u
Enero	PC1_costa	0.33	0.19	0.73	0.19	-0.53	-0.23
	PC1_ecu	0.59	-0.3	0.5	0.0019	-0.68	0.18
	PC2_ecu	-0.044	0.41	0.62	0.04	-0.12	-0.58
Febrero	PC1_costa	0.26	0.37	0.48	-0.0061	-0.26	0.74
	PC1_ecu	0.72	0.035	0.34	-0.45	-0.65	0.34
	PC2_ecu	-0.23	0.55	0.39	0.23	0.25	0.64
Marzo	PC1_costa	0.064	0.65	0.55	0.026	-0.85	0.13
	PC1_ecu	0.37	0.14	0.29	-0.0015	-0.62	-0.53
	PC2_ecu	-0.0046	0.71	0.22	-0.19	-0.47	0.35
Abril	PC1_costa	-0.024	0.58	0.61	-0.3	-0.31	0.63
	PC1_ecu	0.084	0.068	0.64	-0.077	-0.45	0.45
	PC2_ecu	-0.055	0.55	0.23	-0.37	-0.033	0.26

Continuación ...

Mes	componente SST	Componente viento meridional			Componente viento zonal		
		PC1v	PC2v	PC3v	PC1u	PC2u	PC3u
Mayo	PC1_costa	0.11	0.22	0.81	-0.39	-0.7	0.33
	PC1_ecu	-0.1	0.066	0.55	-0.083	-0.53	0.23
	PC2_ecu	0.32	0.26	0.46	-0.62	-0.19	0.23
Junio	PC1_costa	0.16	0.23	0.63	-0.37	-0.55	0.54
	PC1_ecu	-0.19	0.18	0.35	0.027	-0.3	0.42
	PC2_ecu	0.36	0.021	0.44	-0.45	-0.45	0.2
Julio	PC1_costa	0.13	0.075	0.56	-0.33	-0.32	0.63
	PC1_ecu	-0.15	0.081	0.29	0.042	-0.083	0.47
	PC2_ecu	0.39	0.16	0.49	-0.5	-0.17	0.38
Agosto	PC1_costa	0.038	-0.27	0.63	-0.059	-0.39	0.33
	PC1_ecu	-0.16	-0.24	0.32	0.19	-0.25	0.25
	PC2_ecu	0.27	-0.037	0.59	-0.34	-0.17	0.25

Continuación ...

Mes	componente SST	Componente viento meridional			Componente viento zonal		
		PC1v	PC2v	PC3v	PC1u	PC2u	PC3u
Septiembre	PC1_costa	-0.17	0.27	0.59	0.0013	-0.21	0.26
	PC1_ecu	-0.21	0.07	0.45	0.13	-0.13	0.24
	PC2_ecu	0.24	0.16	0.44	-0.37	-0.32	0.36
Octubre	PC1_costa	0.11	-0.45	0.069	-0.28	-0.59	-0.21
	PC1_ecu	-0.000071	-0.58	-0.1	-0.074	-0.69	-0.014
	PC2_ecu	0.37	-0.12	0.39	-0.54	-0.29	-0.12
Noviembre	PC1_costa	0.16	-0.29	0.58	-0.32	-0.55	-0.077
	PC1_ecu	0.21	-0.52	0.4	-0.28	-0.68	-0.18
	PC2_ecu	0.24	0.092	0.52	-0.34	-0.14	0.21
Diciembre	PC1_costa	0.37	-0.31	0.51	-0.33	-0.18	0.66
	PC1_ecu	0.41	-0.68	0.27	-0.23	-0.44	0.59
	PC2_ecu	0.28	0.17	0.56	-0.25	0.082	0.42

Nota: PC1v= Primera componente principal del viento meridional; PC1u= Primera componente principal del viento zonal; PC1_costa= Primera componente principal de la SST costera; PC1_ecu = Primera componente principal de la SST Ecuatorial. Las correlaciones de Pearson resaltadas en negro son las correlaciones significativas a un 95% de confianza.

La Figura 41 muestra la serie de tiempo mensuales de las correlaciones de Pearson de la primera componente de la temperatura mínima (PC1m) con la SST costera y SST ecuatorial, donde se aprecia que en la mayoría de los meses a excepción de noviembre ($r = 0.61$) las SST costera presenta un muy buen grado de asociación con la temperatura mínima ($r \geq 0.7$) teniendo su máximo en el mes de abril. Estos valores de correlaciones empíricas entre la SST y la temperatura del aire en superficie muestran valores generalmente altos, lo que indica el alto nivel de comunicación térmica en la interfaz de estas y que el aumento o disminución de estas se puede deber a procesos advectivos débiles o más fuertes dependiendo de la estación en la que se encuentre (Cayan, 1980). Esto se vio en el mes de octubre que presentó un acercamiento de las correlaciones de la SST costera como la SST ecuatorial, esto pudo ser debido al patrón sinóptico del APSO el cual tiene un acercamiento máximo al ecuador en ese mismo mes (SENAMHI, 2020), generando la reducción de la influencia local y originando la predominancia de advecciones de masas de aire frío.

La temperatura mínima del aire es una variable que es medida antes de los primeros rayos de sol, de manera general (5 a 6 am Hora local). En estas primeras horas se dan vientos en calma, por lo cual no hay tanta transferencia energética como a medio día, que generen cambios de presión y altos movimientos advectivos ya sea con masas de aire frío o cálidos. Por lo tanto, se podría mencionar que las variables influyentes en la variación de la temperatura mínima son de carácter regional/local por lo que la comunicación de la SST costera tiene presencia en las perturbaciones térmicas que se da con la temperatura mínima.

b. Viento

Respecto a las componentes principales del viento, se seleccionó las tres primeras componentes del viento meridional y uno del viento zonal vistas en la Tabla 7, sin embargo, para esta comparación se eligieron las componentes en cuya matriz de correlaciones de Pearson presenten buen grado de asociación con la temperatura del aire como con la temperatura superficial del mar, siendo seleccionados en este caso para el viento meridional su tercera componente (PC3v).

La Figura 63 de Anexos muestra que la tercera componente del viento meridional, en comparación con las primeras componentes de la temperatura máxima (PC1x) y mínima del aire (PC1m), presentan una serie temporal interanual similar, siendo caótico en unos meses más que en otros, pero de igual manera representando ambas variables los picos en los años 1982-83 y 1997-98.

Como se mencionó en secciones anteriores la primera componente del viento meridional (PC1v) podría guardar relación con el Anticiclón del Pacífico Sur (APS) y la segunda componente (PC2v) con la Zona de Convergencia inter Tropical (ZCIT en inglés), mientras esta tercera componente de bajo porcentaje de varianza representada podría estar modulando bien los extremos ocurridos en años donde se presentó eventos ENSO.

Según el IMARPE, el viento sobre la superficie marina es influenciado por la configuración de la línea de costa, la topografía costera, la época del año y la dinámica de procesos de mesoescala como chorros costeros de viento que ocurren frente a Talara y Pisco, así como estructuras y mecanismos de escala regional como el APS y ZCIT, lo que estaría apoyando la teoría sobre la clasificación de los primeros modos que se obtuvieron.

Luego, la serie de tiempo mensual de la correlación de Pearson de la tercera componente del viento meridional (PC3v) con las componentes de la SST ERSS costera y SST ERSS ecuatorial mostrada en la Figura 42, muestran que a un 95% de confianza la componente de la SST ERSS costera es significativa en once de los doce meses del año, siendo el mes de octubre el único no significativo. En contraste, la componente de la SST ERSS ecuatorial presentó siete de doce meses con correlaciones significativas, excluyendo a marzo, julio, agosto, octubre y diciembre.

Asimismo, la SST costera también presenta buenas correlaciones significativas (Figura 42). Esto se da debido a que las intensificaciones de los vientos frente a la costa peruana durante un evento El Niño canónico o típico se origina por el forzamiento del gradiente de presión a lo largo de la costa, que es causado por el incremento mayor de la temperatura del aire sobre la superficie del mar en la costa norte que en la costa sur, asociado al calentamiento no homogéneo de la SST (Chamorro et al., 2018). Mientras que las variaciones de la SST ecuatorial producto de eventos ENSO impacta en la circulación atmosférica global de tal manera que durante La Niña se refuerza el APS, lo que conlleva a un mayor gradiente de presión y más viento costero (Rahn, 2012). Notándose que la asociación de estas dos variables genera un modelo causa efecto.

Para finalizar la Figura 43 muestra la serie de tiempo de la correlación de Pearson de la PC3v con las primeras componentes de la temperatura máxima (PC1x) y mínima del aire (PC1m), observándose que la PC1m guarda mejor relación con la PC3v en comparación a la PC1x en la costa, asimismo, en ambas variables el mes de octubre es el único que no fue significativo. La explicación a estas correlaciones es producto de que los eventos de intensificación de

viento, en su mayoría se relacionan con la ocurrencia de procesos de afloramiento de aguas sub superficiales, reflejándose en la expansión espacial de las aguas costeras frías y aguas de mezcla frente a la costa peruana (Correa y Chamorro, 2020), consecuentemente afecta a la variabilidad de la temperatura del aire en la costa.

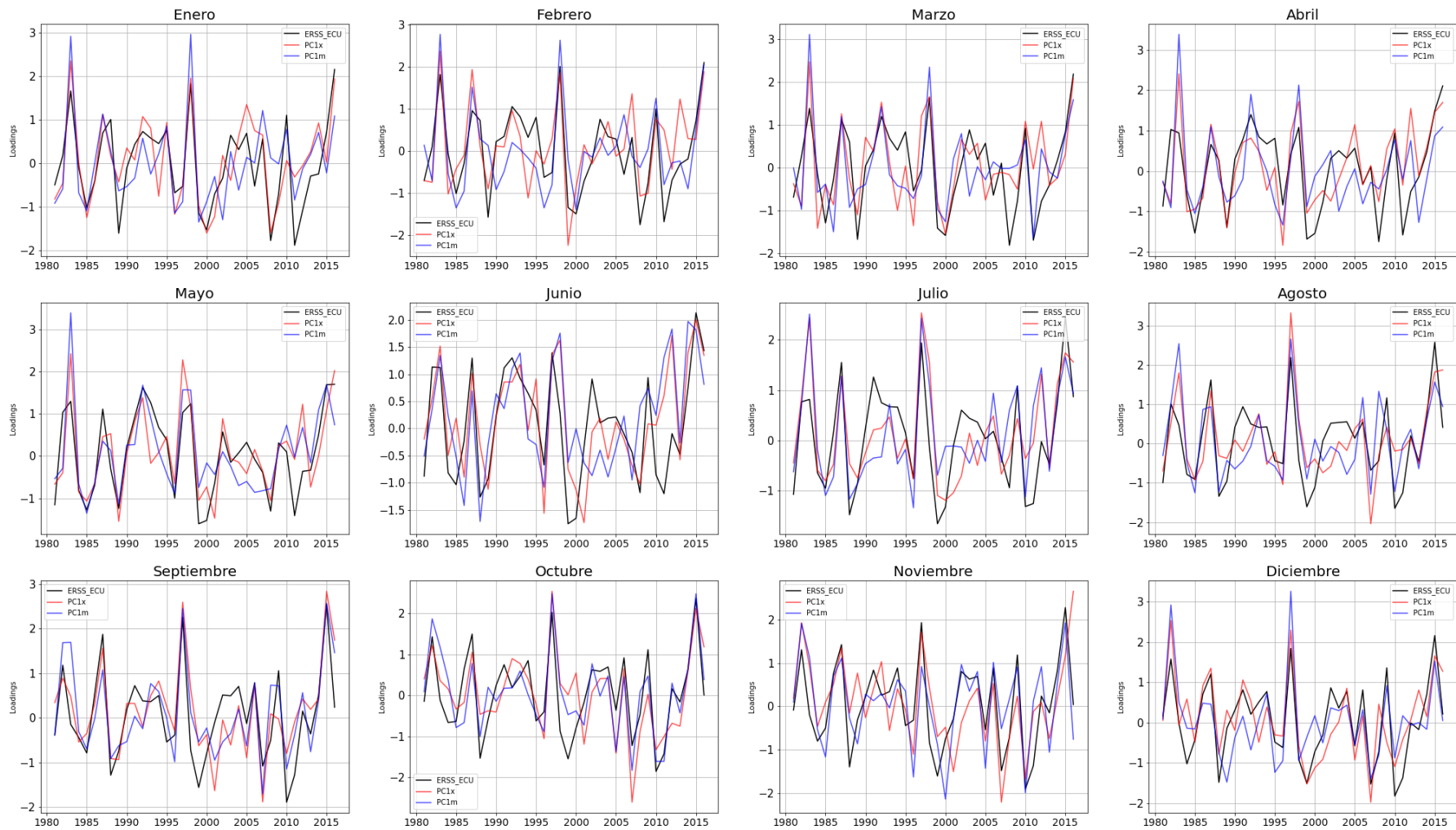


Figura 35. Comparación de las primeras componentes principales de la temperatura máxima (PC1x), temperatura mínima (PC1m) y la SST ERSS ecuatorial

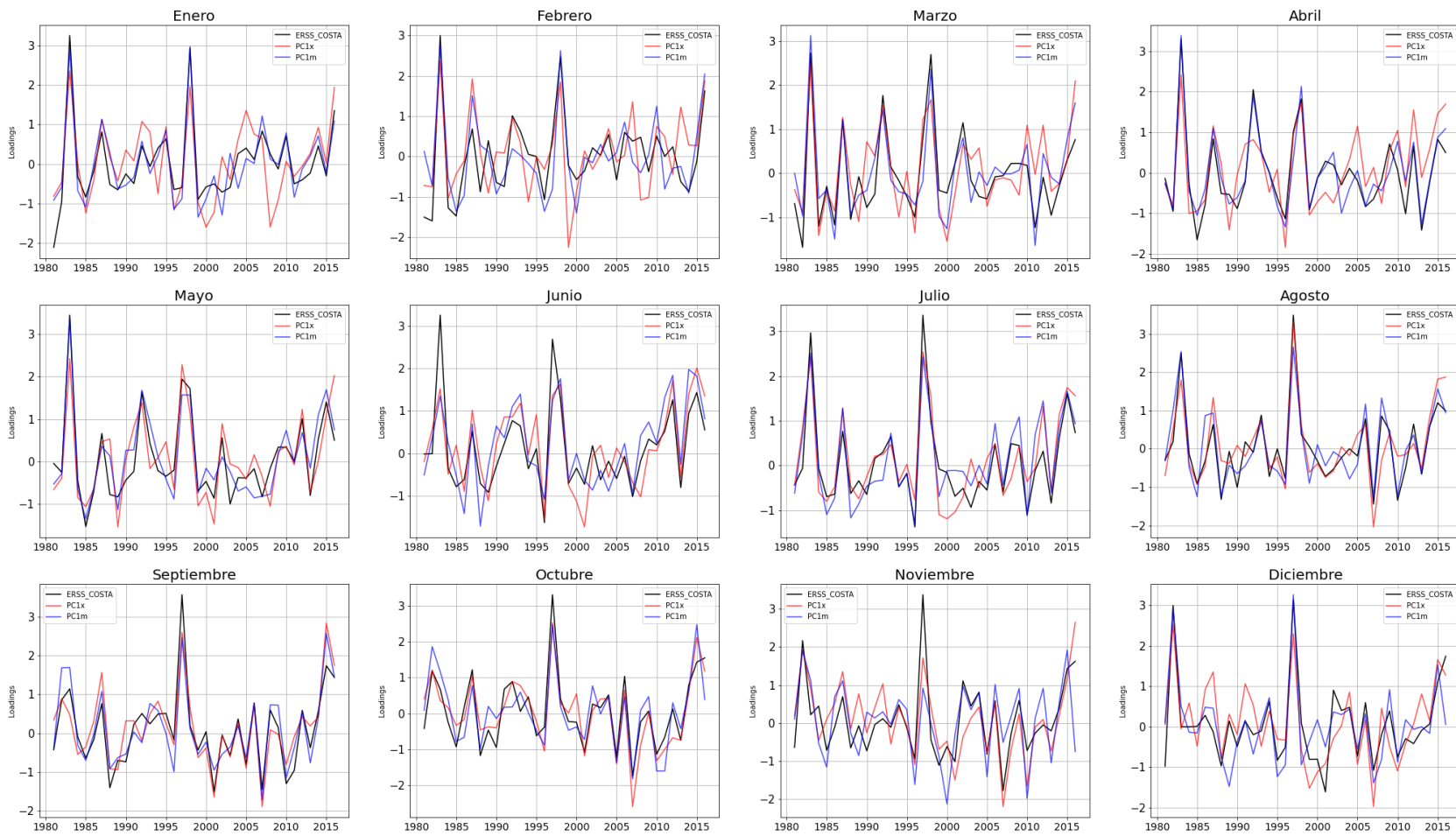


Figura 36. Comparación de las Primeras componentes de la temperatura máxima (PC1x), temperatura mínima (PC1m) y la SST ERSS costera

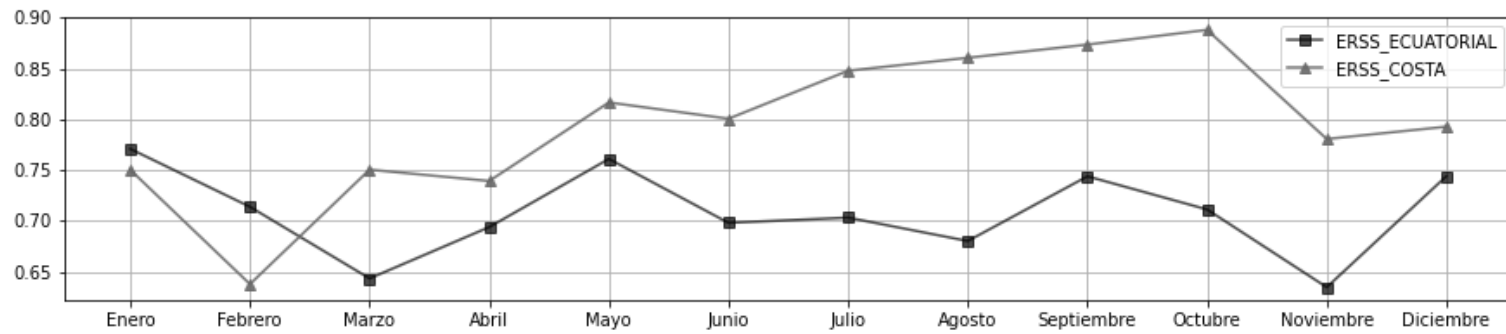


Figura 37. Serie de tiempo mensual de las correlaciones de Pearson de las primeras componentes de la temperatura máxima del aire (PC1x) con la SST ERSS ecuatorial y SST ERSS costera

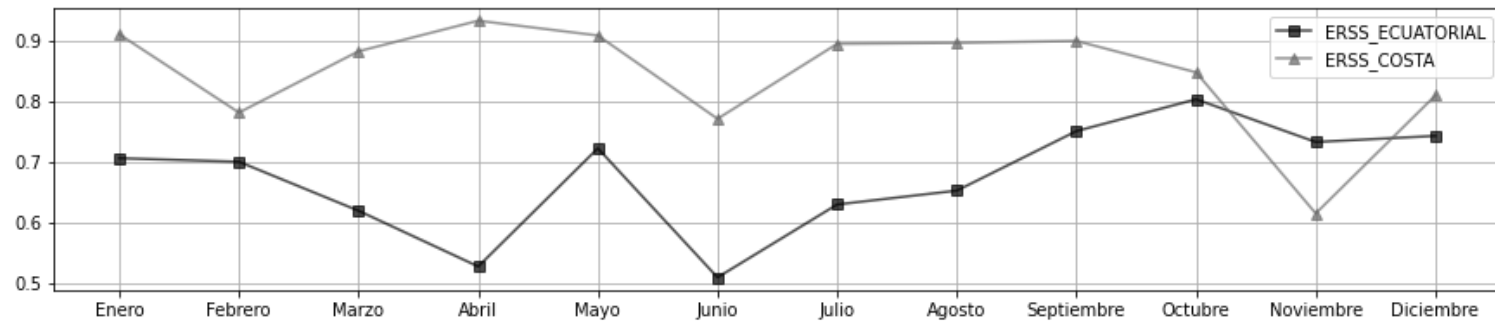


Figura 38. Serie de tiempo mensual de las correlaciones de Pearson de las primeras componentes de la temperatura mínima del aire (PC1m) con la SST ERSS ecuatorial y SST ERSS costera

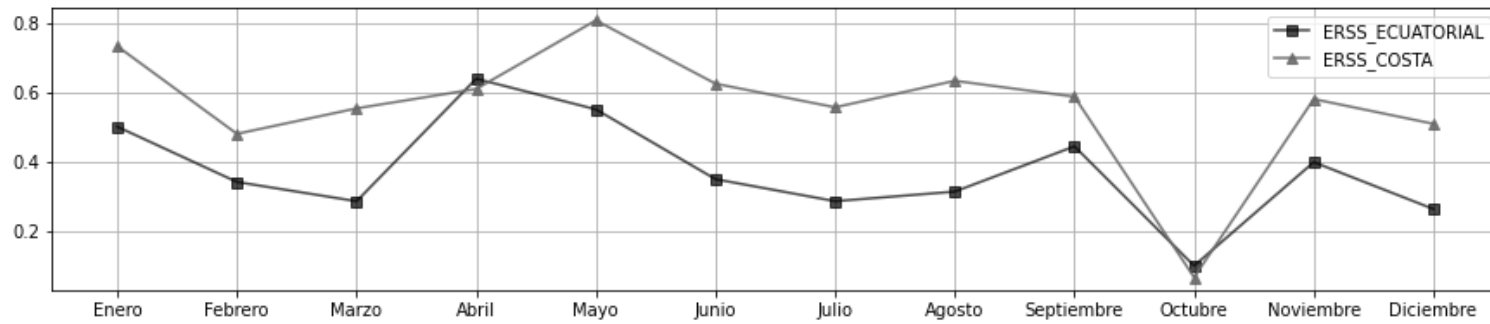


Figura 39. Serie de tiempo mensual de las correlaciones de Pearson de la tercera componente principal del viento meridional (PC3v) con las primeras componentes de la SST ERSS costera y SST ERSS ecuatorial

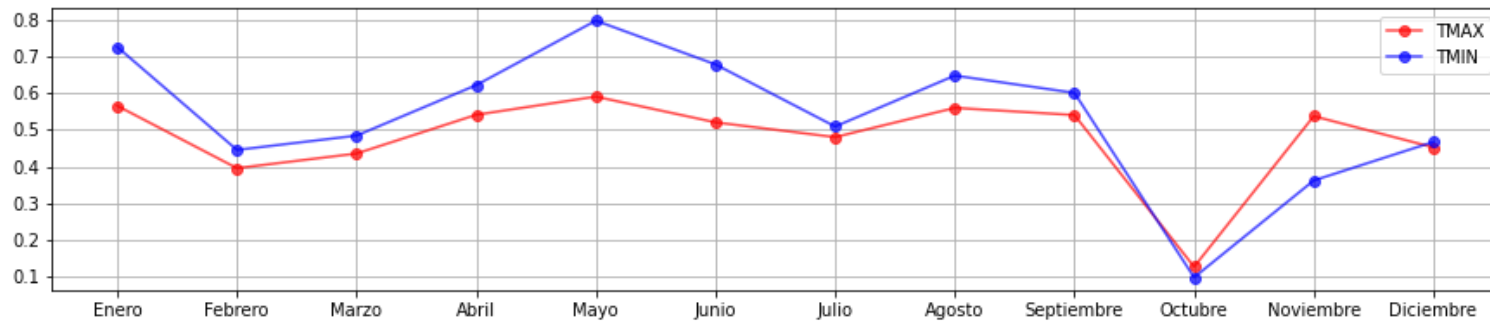


Figura 40. Serie de tiempo mensual de las correlaciones de Pearson de la tercera componente principal del viento meridional (PC3v) con las primeras componentes de la temperatura máxima y mínima del aire

Tabla 10: Posibles patrones sinópticos vinculados a los modos de variabilidad

Variable física	Componente Principal	Patrón Sinóptico asociado	enero	febrero	marzo	abril	mayo	junio	julio	agosto	septiembre	octubre	noviembre	diciembre
SST ECUATORIAL	PC1	El Niño Canónico , El Niño del Pacífico Este	X									X	X	X
	PC2	El Niño Modoki, El Niño del Pacífico Central		X	X	X	X							
SST COSTERA	PC1	Niño Pacífico Este						X	X	X	X	X		
VIENTO MERIDIONAL	PC1v	APSO								X	X	X	X	
	PC2v	ZCIT	X	X	X	X	X							
	PC3v	Eventos extremos de El Niño	X		X		X	X						
VIENTO ZONAL	PC1u	APSO							X	X	X	X	X	

En tabla se presenta los posibles patrones sinópticos vinculados a los modos de variabilidad hallados en el primer objetivo de este trabajo de investigación, en la que se marcó con un aspa los meses donde los modos de variabilidad influyen con mayor intensidad, los espacios en blanco son meses donde la influencia también existe, pero en menor medida.

V. CONCLUSIONES

Las conclusiones serán abordadas según los objetivos específicos planteados:

Objetivo Específico 1: Determinar los principales modos de variabilidad espacial y temporal de las anomalías mensuales del viento zonal – meridional a 10 metros, la temperatura superficial del mar, y la temperatura máxima y mínima del aire asociados a la dinámica en la zona costera y ecuatorial en el periodo de 1981 – 2016 mediante la técnica multivariada de funciones ortogonales empíricas.

Se logro determinar que el estudio de las anomalías mensuales de la Temperatura Superficial del Mar en la zona ecuatorial del Pacífico revela dos modos de variabilidad distintos, asociados respectivamente con los patrones clásicos de “El Niño del Pacífico Este” y “El Niño del Pacífico central o Niño Modoki”. Además, al analizar las anomalías mensuales de la Temperatura Superficial del Mar cercanas a la costa peruana, se determinó que el primer modo de variabilidad comparte similitudes con el patrón de “El Niño del Pacífico Este”, aunque se destacan casos donde no todos los eventos de “El Niño” afectan la costa y viceversa.

Respecto a las anomalías mensuales del viento meridional a 10 metros, se identifican tres modos de variabilidad relevantes. El primero se vincula al APSO, con impacto en el centro - sur del Perú (finales invierno, inicios de primavera), el segundo está relacionado con la ZCIT, afectando la costa norte (verano y otoño), y el tercer modo parece estar asociado a cambios meridionales del viento debido a eventos extremos del ENSO en posibles centros de afloramiento (enero, marzo, mayo y junio). En el caso del viento zonal, se destaca solo el primer modo de variabilidad, el cual está vinculado al APSO (estaciones de invierno y primavera).

Finalmente, en las anomalías mensuales de la temperatura máxima y mínima del aire se determinó como relevante solo el primer modo de variabilidad en cada caso, los cuales están influenciadas por eventos ENSO.

Objetivo Específico 2: Estimar y evaluar la relación de los primeros modos de variabilidad de las anomalías mensuales del viento zonal y meridional a 10 metros, la temperatura superficial del mar, y la temperatura máxima y mínima del aire para el periodo de 1981 - 2016.

El análisis de la correlación de Pearson entre los principales modos de variabilidad de las anomalías mensuales de las variables de estudio revela relaciones significativas entre estas. En el caso de la temperatura mínima del aire y la temperatura superficial del mar en la zona costera, se encuentra una correlación positiva en los 12 meses del año, indicando una clara influencia local de la SST en el primer modo de variabilidad determinado por un alto nivel de comunicación térmica en la interfaz de estas. Asimismo, la correlación positiva entre la temperatura máxima del aire y la temperatura superficial del mar en la zona ecuatorial durante la estación de verano sugiere una fuerte influencia de la transferencia de calor latente del océano a la atmósfera debido al ENSO superando la influencia local en esta estación.

Además, se observa una correlación positiva entre el primer modo de variabilidad de las anomalías de la temperatura máxima y mínima del aire con el tercer modo de variabilidad del viento meridional, que se relaciona con la ocurrencia de procesos de afloramiento de aguas subsuperficiales, reflejándose en la expansión espacial de las aguas costeras frías y aguas de mezcla frente a la costa que consecuentemente afectan la variabilidad de la temperatura del aire en la costa peruana.

En conjunto, estas correlaciones proporcionan información valiosa sobre la correspondencia directa e indirecta, el grado de asociación y las interacciones complejas entre diferentes variables climáticas, destacando la importancia de considerar múltiples factores para comprender la variabilidad climática, así como sus principales patrones de cambio.

VI. RECOMENDACIONES

De acuerdo a los resultados de este estudio se presentan algunas recomendaciones a tener en cuenta y perspectivas para algunas investigaciones futuras:

- Para un mayor detalle de los modos de variabilidad de la SST, temperatura del aire, y viento se recomienda la búsqueda de datos grillados con un mayor grado de resolución espacio-temporal que permitan una mejor interpretación del terreno y sus variabilidades temporales.
- Caracterizar diferentes zonas de estudio de la temperatura superficial del mar del océano Pacífico, tomando (10°N - 10°S, 160°W – 280°W) para la zona ecuatorial y para la zona costera tomar la zona de El Niño 1+2 y una cobertura paralela a la costa mayor a 300 km.
- Elaborar un análisis ya no solo a la temperatura máxima y mínima del aire en la franja costera, sino implementarlo para temperaturas de la sierra sur, norte o centro, así como de la amazonia. Pudiendo asimismo involucrar variables como humedad, viento vertical, humedad de suelo, etc.
- Aplicación de los EOF no solo al océano Pacífico sino también al análisis del océano Atlántico para la visualización e interpretación de influencias en temperaturas o precipitaciones de la cuenca Amazónica.
- Implementar pronósticos costeros estacionales de la temperatura máxima y mínima del aire en base a moduladores como la temperatura superficial del mar (regiones con alto grado de asociación, observados en este estudio), viento, mediante regresiones lineales o múltiples.
- Se recomienda realizar un análisis más profundo de la relación de la tercera componente del viento meridional (PC3v) con los eventos extremos de la SST y su influencia en zonas de afloramiento.
- Se recomienda el uso de las Correlaciones Canónicas como herramienta para relacionar variables meteorológicas en superficie.

VII. BIBLIOGRAFÍA

- Aceituno, P. (1988). On the functioning of the Southern Oscillation in the South American sector. Part I: Surface climate, *Mon. Weather Rev.*, 116, 505 – 524, doi:10.1175/1520-0493(1988)116<2.0.CO;2.
- Aguirre, C., Garreaud, R. D., & Rutllant, J. A. (2014). Surface ocean response to synoptic-scale variability in wind stress and heat fluxes off south-central Chile. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, 65, 64-85.
- Apaéstegui, J. (2015). Anomalías de precipitación promediadas de febrero a abril (mm/día) para los diferentes patrones de El Niño. *Boletín Técnico “Generación de modelos climáticos para el pronóstico de la ocurrencia del Fenómeno El Niño”*, Vol.2 N°2, febrero, Instituto Geofísico del Perú.
- Albuquerque Salazar, E. S. (2019). Funciones ortogonales empíricas y su aplicación a datos de temperatura superficial del mar. [Tesis para optar el título profesional de Licenciado en Física, Universidad Nacional Mayor de San Marcos].
- Ashok, K., Behera, S. K., Rao, S. A., Weng, H., & Yamagata, T. (2007). El Niño Modoki and its possible teleconnection. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 112(C11), doi:10.1029/2006JC003798.
- Bjerknes, J. (1969). Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific. *Monthly Weather Review*, 97 (3), 163-172.
- Cayan, D. R. (1980). Large-scale relationships between sea-surface temperature and surface air temperature. *Monthly Weather Review*, 108(9), 1293- 1301. <https://doi.org/10.1029/92WR02152>
- Castro, A., Davila, C., Laura, W., Cubas, F., Avalos, G., Carlos, L., Villena, D., Valdez, M., Urbiola, J., Trebejo, I., & Lourdes, M. (2020). CLIMAS DEL PERÚ - Mapa de clasificación Climática Nacional. In *SENAMHI* (Vol. 53, Issue 9).

- CIIFEN. (2017). El Niño 2015-16: evolución, vulnerabilidad e impactos en Latinoamérica, p 1-38.
- Cordoba-Machado, S., Palomino-Lemus, R., Gamiz-Fortis, S. R., Castro-Díez, Y., & Esteban-Parra, M. J. (2015). Assessing the impact of El Niño Modoki on seasonal precipitation in Colombia. *Global and Planetary Change*, 124, 41-61, doi: 10.1016/j.gloplacha.2014.11.003
- Chamorro A., Colas F., Vincent E., Vera O., & Tam J. (2016). La intensificación del viento en el mar peruano durante El Niño. Libro Resúmenes, V Congreso de Ciencias del Mar del Perú. pp 141
- Clarke, A. J. (2008). *An Introduction to the Dynamics of El Niño & the Southern Oscillation*, Elsevier (Academic Press), ISBN: 978-0-12-088548-0.
- Csanady, G. T. (2001) *Air-Sea Interaction. Laws and Mechanisms*. Cambridge University.
- Dewitte, B., Illig, S., Renault, L., Goubanova, K., Takahashi, K., Gushchina, D., ... & Purca, S. (2011). Modes of covariability between sea surface temperature and wind stress intraseasonal anomalies along the coast of Peru from satellite observations (2000–2008). *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 116(C4).
- Dewitte, B., Vazquez-Cuervo, J., Goubanova, K., Illig, S., Takahashi, K., Cambon, G., Purca, S., Correa, D., Giese, B., Gutierrez, D., Sifeddine, A., & Ortlieb, L. (2012). Change in El Niño flavours over 1958–2008: Implications for the long-term trend of the upwelling off Peru. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 77, 143-156.
- Di Liberto, T. (2014, August 1th). The Walker Circulation: ENSO's atmospheric buddy. NOAA Climate.gov. Recuperado el 12 de noviembre del 2022, de <https://www.climate.gov/news-features/blogs/enso/walker-circulation-ensos-atmospheric-buddy>
- Douglas, M., Mejia, J., Ordinola, N., & Boustead, J. (2009): Synoptic variability of rainfall and cloudiness along the coasts of northern Peru and Ecuador during the 1997-8 El Niño event, *Monthly Weather Review*, 137, 116-136, doi: 10.1175/2008MWR2191.1.
- ENFEN. (2012). Definición operacional de los eventos El Niño y La Niña y sus magnitudes en la costa del Perú, Nota Técnica.

- Escobar, D. (1993). Evaluación Climatológica y Sinóptica del fenómeno de vientos Paracas. [Título profesional, Universidad Nacional Agraria La Molina]. 120p.
- Garreaud, R. & Muñoz, R. (2005). The Low-level Jet off the West Coast of Subtropical South America: Structure and Variability. *Monthly Weather Review*. 133: 2246 – 2261
- Garreaud R., & Aceituno P. (2007). Atmospheric circulation and climatic variability. In: Veblen TT, Young KR, Orme AR (eds) *The physical geography of South America*. Oxford University. Press, Oxford.
- Garreaud, R. D., Vuille, M., Compagnucci, R., & Marengo, J. (2009). Present-day south american climate. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 281(3-4), 180-195, doi:10.1016/j.paleo.2007.10.032, in press
- Gilford, M. T., Vojtesak, M. J., Myles, G., Bonam, R. C., & Martens, D. L. (1992). South America South of the Amazon River: A Climatological Study. Scott Air Force Base, Illinois, USA: USAF Environmental Technical Applications Center, (p. 115 – 157).
- Gillett, N. P., Kell, T. D., & Jones, P. D. (2006). Regional climate impacts of the Southern Annular Mode. *Geophysical Research Letters*, 33(23), doi:10.1029/2006GL027721.
- Goubanova, K., Illig, S., Dewitte, B., & Takahashi, K. (2015). Variaciones intraestacionales de la Temperatura Superficial del Mar en la costa del Perú. *Boletín Técnico: “Generación de Modelos Climáticos Para El Pronóstico de La Ocurrencia Del Fenómeno El Niño”*., Vol.2(Nº9), 2–6.
- Hersbach, H., Bell, B., Berrisford, P., Biavati, G., Horányi, A., Muñoz Sabater, J., ... & Thépaut, J. N. (2019). ERA5 monthly averaged data on pressure levels from 1979 to present. Copernicus Climate Change Service (C3S) Climate Data Store (CDS). Accessed on. 10.24381/cds.f17050d7 (Accessed on 18-02-2022)
- Horel, J. D., & Wallace, J. M. (1981). Planetary-scale atmospheric phenomena associated with the Southern Oscillation. *Monthly Weather Review*, 109(4), 813-829.
- Hormazabal, S., Shaffer, G., Letelier, J., & Ulloa, O. (2001). Local and remote forcing of sea surface temperature in the coastal upwelling system off Chile. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 106(C8), 16657-16671, doi: 10.1029/2001JC900008. issn: 0148- 0227.
- Huerta, A., Aybar, C., & Lavado-Casimiro, W. (2018). SENAMHI - PISCO temperatura v.

- 1.1. SENAMHI. Senamhi - Dhi-2018, 1.1, 1–15.
http://iridl.ldeo.columbia.edu/documentation/.pisco/.PISCOt_report.pdf
- Huang, B., Thorne, Peter W., Banzon, Viva F., Boyer, T., Chepurin, G., Lawrimore, Jay H., ...Huai-Min Zhang (2017): NOAA Extended Reconstructed Sea Surface Temperature (ERSST), Version 5. [Sea Surface Temperature]. NOAA National Centers for Environmental Information. doi:10.7289/V5T72FNM. Obtain at NOAA/ESRL/PSD at their website <https://www.esrl.noaa.gov/psd/>.
- Huang, B., Liu, C., Banzon, V., Freeman, E., Graham, G., Hankins, B., ... & Zhang, H. M. (2021). Improvements of the daily optimum interpolation sea surface temperature (DOISST) version 2.1. *Journal of Climate*, 34(8), 2923-2939. doi: 10.1175/JCLI-D-20-0166.1
- Iglesias Fernández, I. (2010). Interacción Océano-Atmósfera: Influencia de la SST y de la Circulación Termohalina [tesis doctoral, Departamento de Física Aplicada Universidad de Vigo].
- Illig, S., Dewitte, B., Goubanova, K., Cambon, G., Boucharel, J., Monetti, F., ... & Flores, R. (2014). Forcing mechanisms of intraseasonal SST variability off central Peru in 2000–2008. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 119(6), 3548-3573.
- Kampf, J. & Chapman, P. (2016) *Upwelling Systems of the World*.
- Kumar, K. K., Rajagopalan, B., & Cane, M. A. (1999). On the weakening relationship between the Indian monsoon and ENSO. *Science*, 284(5423), 2156-2159.
- Larkin, N. K., & Harrison, D. E. (2005). Global seasonal temperature and precipitation anomalies during El Niño autumn and winter. *Geophysical Research Letters*, 32(16). DOI: 10.1029/2005GL022860.
- Lee, T., & McPhaden, M. J. (2010). Increasing intensity of El Niño in the central-equatorial Pacific. *Geophysical Research Letters*, 37(14), doi:10.1029/2010GL044007.
- López Briega, R. E. (2016). Series de tiempo con Python. Github.Io. Retrieved November 15, 2022, from <https://relopezbriega.github.io/blog/2016/09/26/series-de-tiempo-con-python/>
- Lorenz, E. N. (1956). Empirical orthogonal functions and statistical weather prediction. Department of Meteorology, Massachusetts Institute of Technology, 49 pp.

- Mosquera, K. (2014). Ondas Kelvin oceánicas y un modelo oceánico simple para su diagnóstico y pronóstico, Boletín Técnico “Generación de modelos climáticos para el pronóstico de la ocurrencia del Fenómeno El Niño”, Vol. 1, N°1, 4-7, enero, Instituto Geofísico del Perú.
- National Center for Atmospheric Research . (2013). "The Climate Data Guide: Empirical Orthogonal Function (EOF) Analysis and Rotated EOF Analysis." Retrieved from <https://climatedataguide.ucar.edu/climate-data-toolsandanalysis/empirical-orthogonal-function-eof-analysis-and-rotated-eof-analysis>
- NOAA. (s.f). "Frequently Asked Questions about El Niño and La Niña". Recuperado de (https://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ensofaq.shtml)
- North G. R., Bell, T. L., Cahalan, R. F. & Moeng, F. J. (1982). Sampling errors in the estimation of empirical orthogonal functions. *Monthly Weather Review*, 110:699–706.
- Organización Meteorológica Mundial. (2018). Guía de prácticas climatológicas. OMM-N°100
- Organización Meteorológica Mundial. (2021). *State of the Global Climate 2020* (Issue 1264).https://library.wmo.int/index.php?lvl=notice_display&id=21880#.YHg0ABMzZR0
- Pabón, D. (1997). Variabilidad Climática. Organización Meteorológica Mundial. Técnicas Agrometeorológicas en la Agricultura Operativa de América Latina: 99-103:
- Philander, S.G. (1990) . El Niño, La Nina and the Southern Oscillation; Academic Press: New York, NY, USA; Volume 289.
- Purca, S., Antezana, T. & Riquelme, R. (2005). MS. The peruvian oscillation index. Capítulo 2. en Purca, S. Variabilidad temporal de baja frecuencia en el Ecosistema de la Corriente Humboldt frente a Perú. Tesis de Doctorado. Universidad de Concepción, Chile.
- Rahn, D. A., & Garreaud, R. D. (2014). A synoptic climatology of the near-surface wind along the west coast of South America. *International Journal of Climatology*, 34(3), 780–792. <https://doi.org/10.1002/joc.3724>
- Rasmusson, E. M., & Carpenter, T. H. (1982). Variations in tropical sea surface temperature

- and surface wind fields associated with the Southern Oscillation/El Niño, *Mon. Wea. Rev.*, 110, 354–384.
- Renault, L., Dewitte, B., Falvey, M., Garreaud, R., Echevin, V., & Bonjean, F. (2009). Impact of atmospheric coastal jet off central Chile on sea surface temperature from satellite observations (2000–2007). *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 114(C8).
- Reynolds, R. W., Rayner, N. A., Smith, T. M., Stokes, D. C., & Wang, W. (2002). An improved in situ and satellite SST analysis for climate. *Journal of climate*, 15(13), 1609-1625.
- Rodrigues, R. R., & McPhaden, M. J. (2014). Why did the 2011–2012 La Niña cause a severe drought in the Brazilian Northeast?. *Geophysical Research Letters*, 41(3), 1012-1018, doi: 10.1002/2013GL058703
- Rogers, D.P. (1995). Air-sea interaction: Connecting the ocean and atmosphere: U.S. National Report to IUGG, 1991-1994. *Reviews of Geophysics*, 33. American Geophysical Union.
- Rutllant, J. A., Fuenzalida, H., & Aceituno, P. (2003). Climate dynamics along the arid northern coast of Chile: The 1997–1998 Dinámica del Clima de la Región de Antofagasta (DICLIMA) experiment. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 108(D17).
- Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología del Perú. (2020). Convenio Específico Interinstitucional SENAMHI-SENASA-ADEX. *Boletín Agroclimático En El Cultivo de Mango, Año XI*(Número I).
- Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología del Perú. (2021). Atlas de temperaturas del aire y precipitación. Proyecto apoyo a la gestión del cambio climático. *Primera edición*.
- Sistema Climático. (s.f.). Ciifen.org. Recuperado de: <https://ciifen.org/sistema-climatico/>
- Takahashi, K. (2004). The atmospheric circulation associated with extreme rainfall events in Piura, Peru, during the 1997 - 1998 and 2002 El Niño events. *Annales Geophysicae*, 22(11), 3917–3926. <https://doi.org/10.5194/angeo-22-3917-2004>
- Takahashi, K., Montecinos, A., Goubanova, K., & Dewitte, B. (2011). ENSO regimes: Reinterpreting the canonical and Modoki El Niño. *Geophysical research letters*, 38(10), doi:10.1029/2011GL047364.

- Takahashi, K. (2014): Variedades de El Niño. Boletín Técnico El Niño – IGP, 1 (2), 4-7.
- Tedeschi, R. G., Cavalcanti, I. F., & Grimm, A. M. (2013). Influences of two types of ENSO on South American precipitation. *International Journal of Climatology*, 33(6), 1382-1400. Doi: 10.1002/joc.3519
- Tedeschi, R. G., Grimm, A. M., & Cavalcanti, I. F. (2015). Influence of Central and East ENSO on extreme events of precipitation in South America during austral spring and summer. *International Journal of Climatology*, 35(8), 2045-2064. Doi: 10.1002/joc.4106
- Tedeschi, R. G., Grimm, A. M., & Cavalcanti, I. F. (2016). Influence of Central and East ENSO on precipitation and its extreme events in South America during austral autumn and winter. *International Journal of Climatology*, 36(15), 4797-4814. doi: 10.1002/joc.4670
- Tedeschi, R.G. (2017). Diferentes tipos de El Niño y su influencia sobre América del Sur. Boletín Técnico "Generación de información y monitoreo del Fenómeno El Niño", 4(2), Febrero, Instituto Geofísico del Perú.
- Toba, Y. (2003). *Ocean-Atmosphere interactions*. Terra Scientific Publishing Company, Tokio. Klubler Academic Publishers, Dordrech, London, Boston.
- Thornthwaite, C. (1931). The Climates of North America According to a New Classification. American Geographical Society. *Geographical Review*, 21 (4), 633-655.
- Venegas, S. A. (2001). *Statistical Methods for Signal Detection in Climate*. DCESS, Niels Bohr Institute for Astronomy, Physics and Geophysics, University of Copenhagen, Denmark, DCESS(Report#2), 1–96.
- Vimont, D. J., Battisti, D. S., & Hirst, A. C. (2001). Footprinting: A seasonal connection between the tropics and mid-latitudes. *Geophysical research letters*, 28(20), 3923-3926.
- Vuille, M., Bradley, R. S., & Keimig, F. (2000). Interannual climate variability in the Central Andes and its relation to tropical Pacific and Atlantic forcing. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 105(D10), 12447-12460.
- Vuille, M., Francou, B., Wagnon, P., Juen, I., Kaser, G., Mark, B. G., & Bradley, R. S. (2008). Climate change and tropical Andean glaciers: Past, present and future. *Earth-science reviews*, 89(3-4), 79-96.

- Vuille, M., Franquist, E., Garreaud, R., Lavado Casimiro, W. S., & Cáceres, B. (2015). Impact of the global warming hiatus on Andean temperature. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 120(9), 3745-3757.
- Walker, G.T. (1925). Correlations in seasonal variations of weather. Part VIII: A preliminary study of world weather. *Mem. Indian Meteorol. Dep.*, 24, 75–131
- Wilks, D. S. (2007). Statistical methods in the atmospheric sciences, second edition. In *Meteorological Applications* (Vol. 14, Issue 2).
- Wu, Z. X., y Newell, R. E. (1998). Influence of sea surface temperatures on air temperatures in the tropics. *Climate Dynamics*, 14(4), 275–290.
<https://doi.org/10.1007/s003820050223>
- Yeh, S. W., Kug, J. S., Dewitte, B., Kwon, M. H., Kirtman, B. P., & Jin, F. F. (2009). El Niño in a changing climate. *Nature*, 461(7263), 511-514.
- Yu, J. Y., & Kim, S. T. (2013). Identifying the types of major El Niño events since 1870. *International journal of climatology*, 33(8), 2105-2112. Doi: 10.1002/joc.3575
- Zhang, C., McGauley, M., & Bond, N. A. (2004). Shallow meridional circulation in the tropical eastern Pacific. *Journal of climate*, 17(1), 133-139.

VIII. ANEXOS

Anexo 1: Modos de variabilidad espacial y temporal de la temperatura superficial del mar

a. Zona ecuatorial

Primer modo de variabilidad, primer EOF del OI SST V2

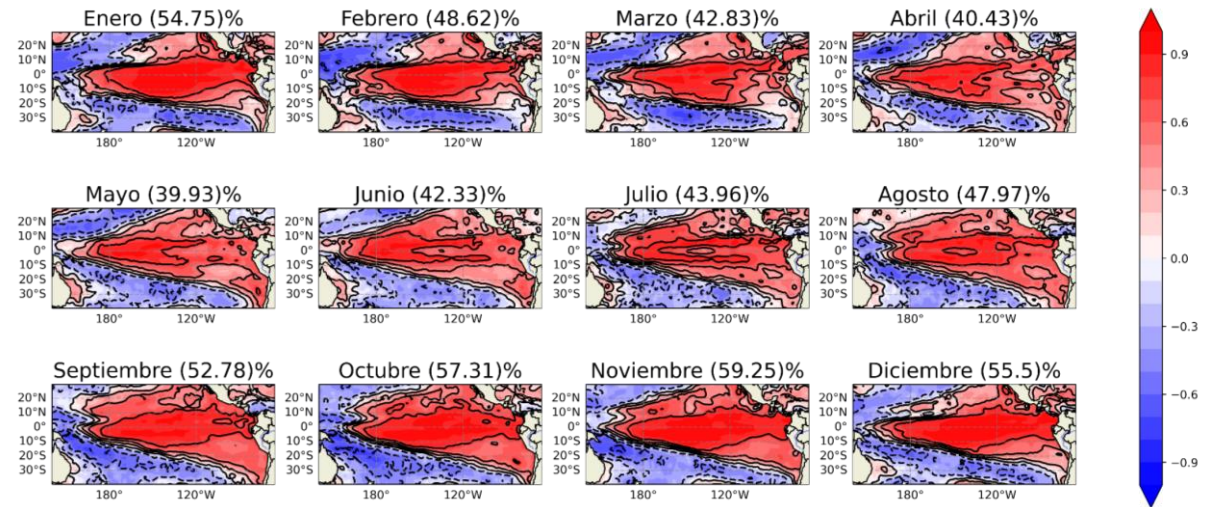


Figura 41. Mapas de correlación entre la PC1 y las anomalías de la SST en la región ubicada en el área de 30°N – 40°S, 140°W – 295°W data OI SST V2 para el periodo de 1982 – 2016

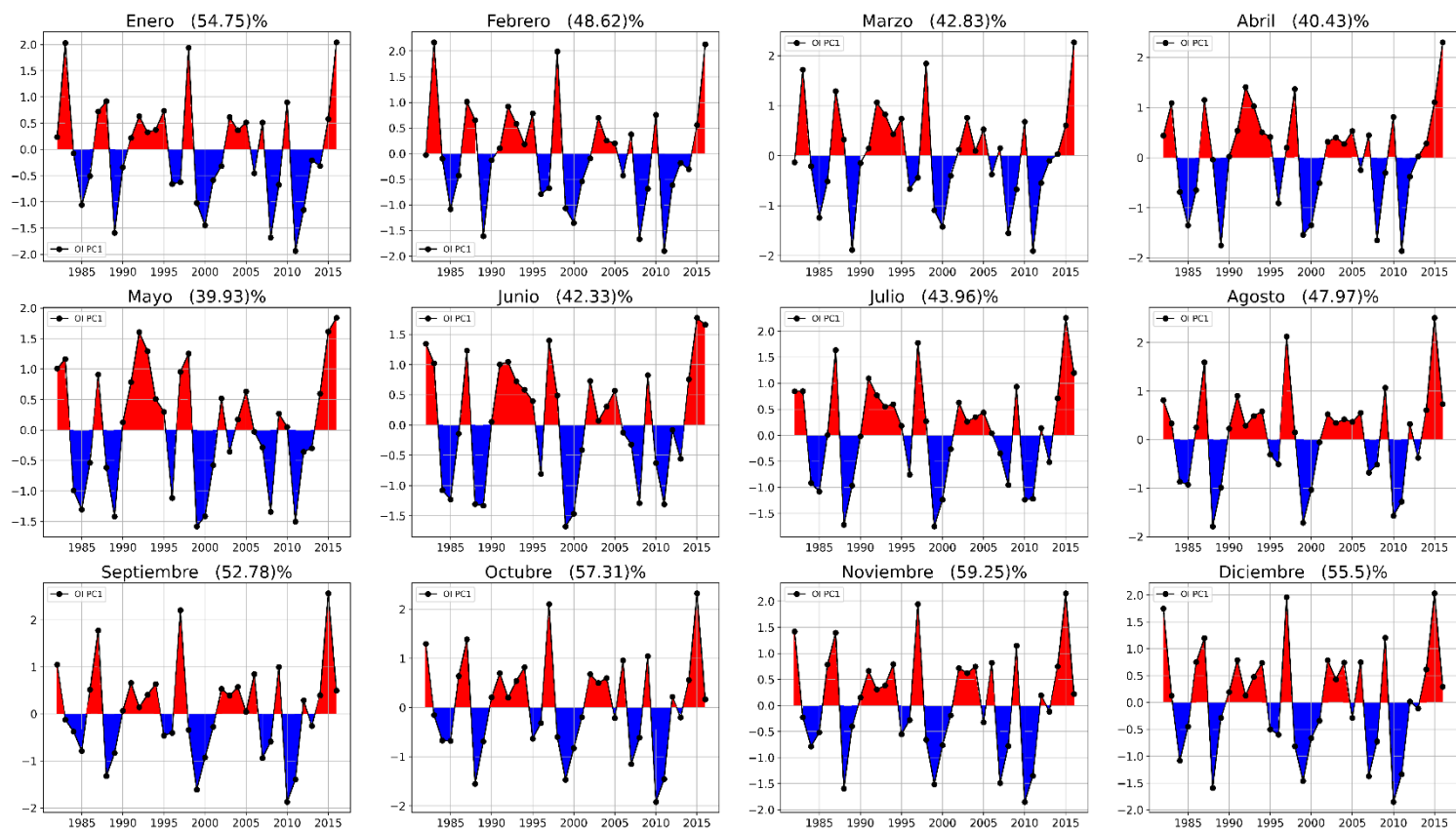


Figura 42. Series de tiempo de la primera componente principal (PC1) de la data OI SST V2 ubicada en la zona ecuatorial para el periodo 1982 -2016

Segundo modo de variabilidad, segundo EOF del OI SST V2

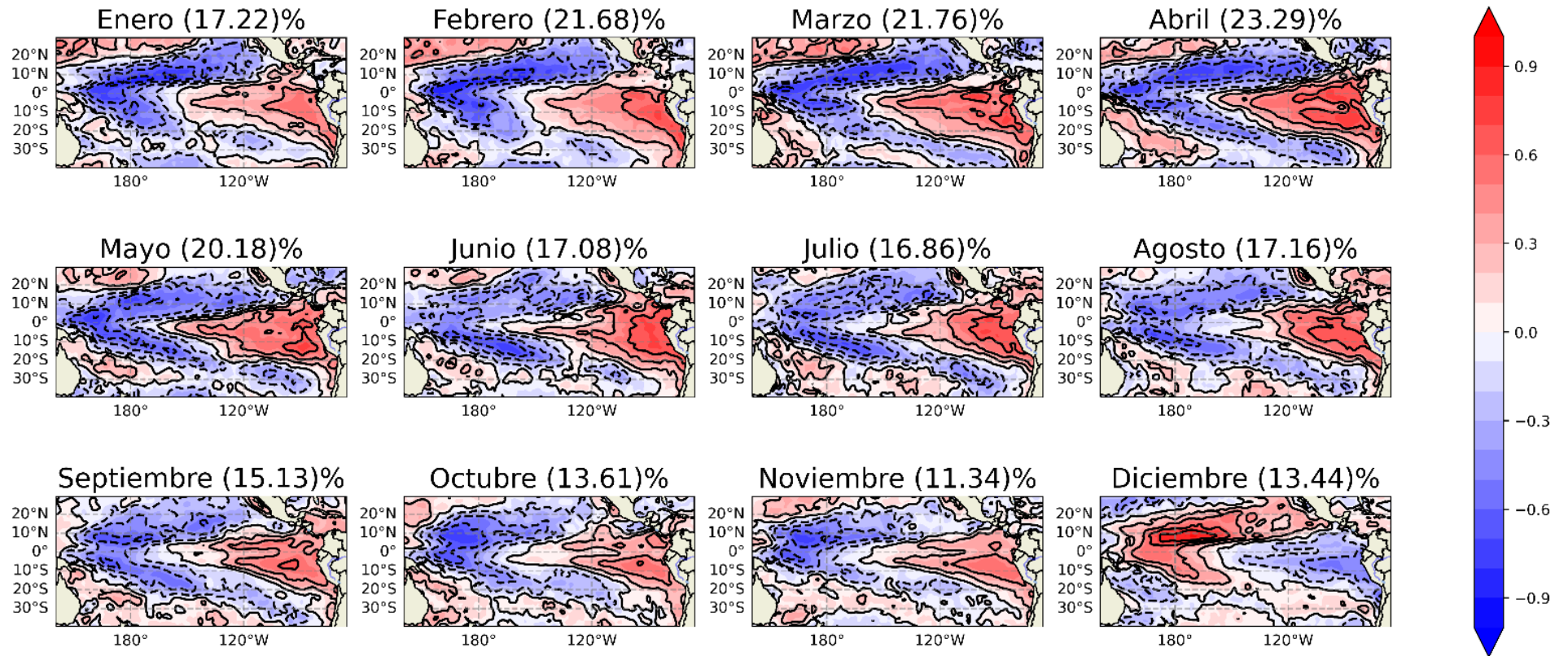


Figura 43. Mapas de correlación entre la PC2 y las anomalías de la SST para la región ubicada en el área de 30°N – 40°S, 140°W – 295°W data OI SST V2, para el periodo de 1982 - 2016

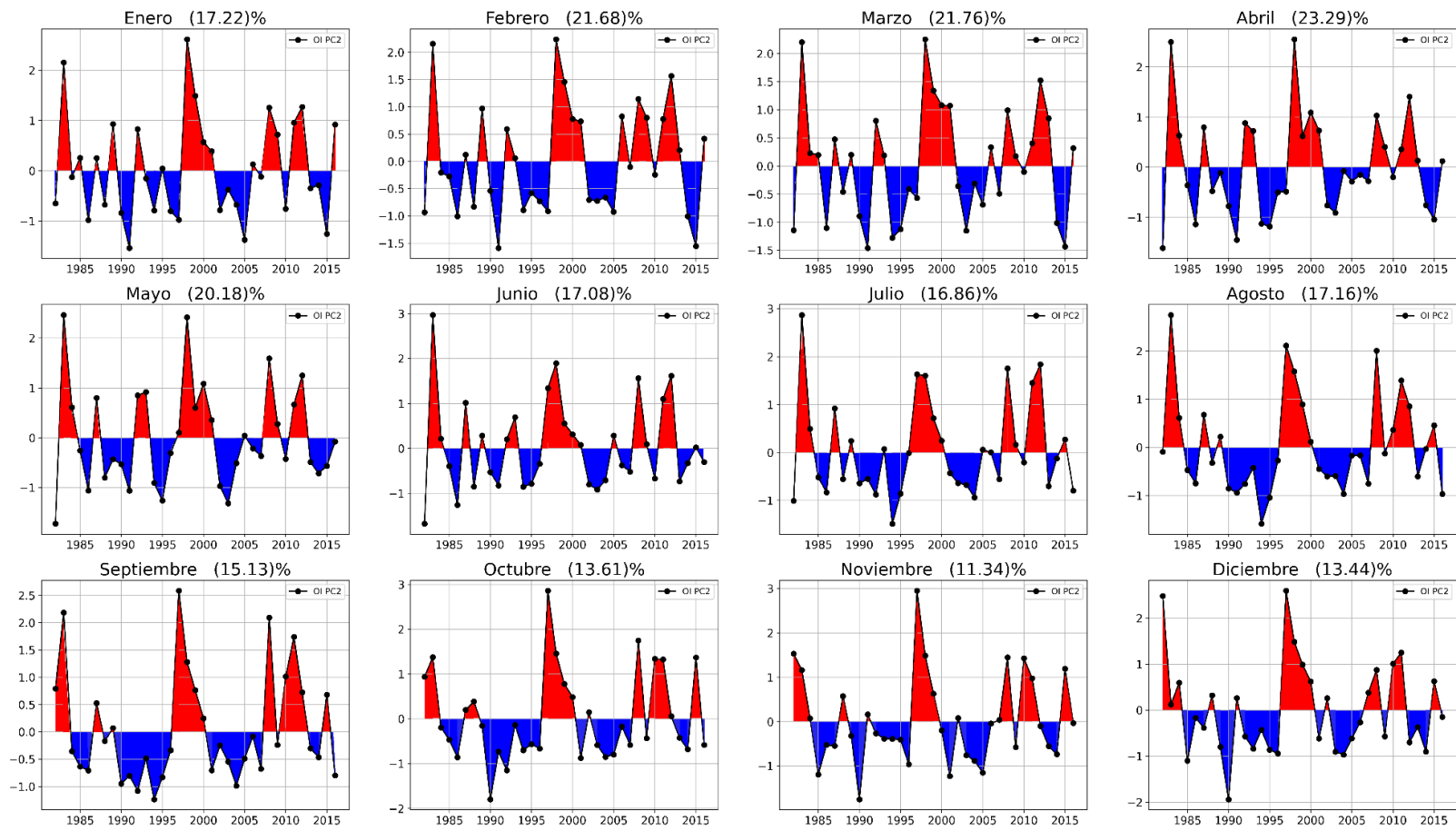


Figura 44. Serie de tiempo de las segundas componentes principales (PC2) de la data OI SST V2 ubicada en la zona ecuatorial para el periodo de 1982 – 2016

b. Zona costera

Primer modo de variabilidad, primero EOF data OI SST v2

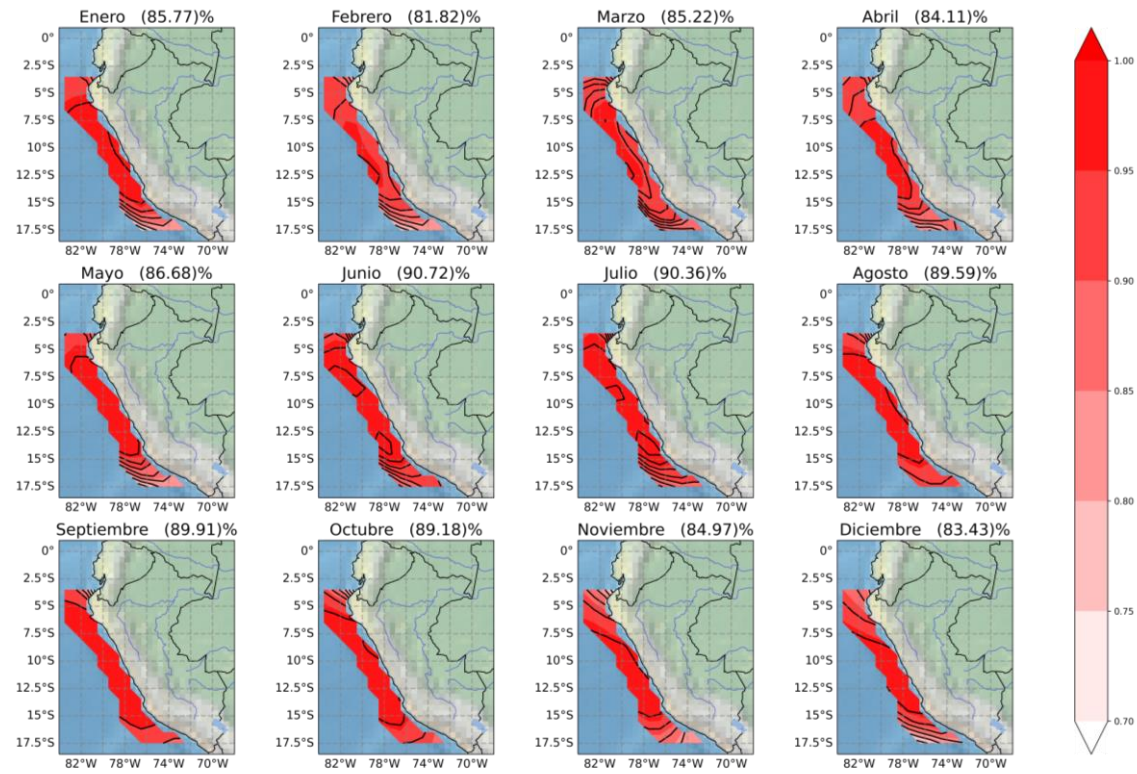


Figura 45. Mapa de correlación de la PC1_coستا y anomalías de la SST zona costera 298 km mar adentro (data OI SST v2), para el periodo 1982 – 2016.

Primer modo de variabilidad, primero EOF data SST ERSS V5

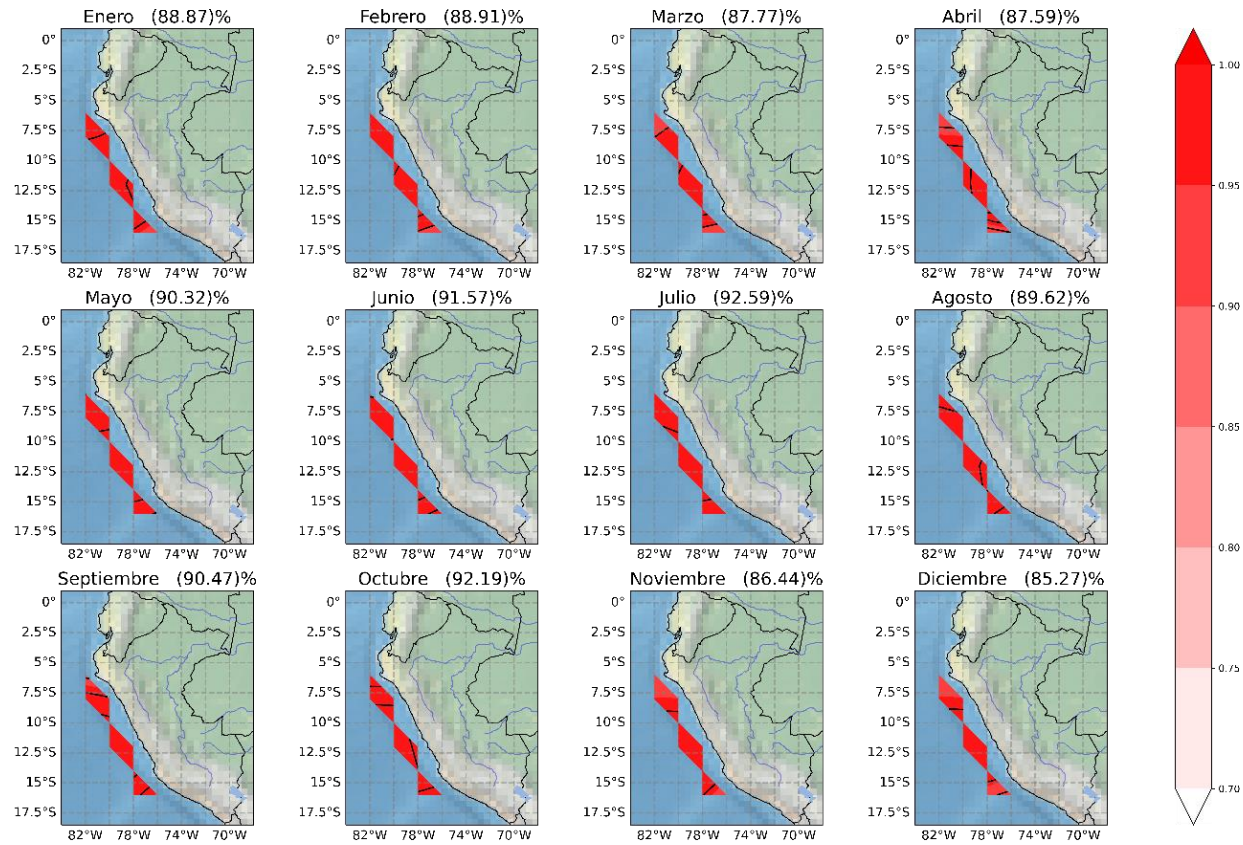


Figura 46. Mapas de correlación entre la PC1_costa y las anomalías mensuales de la SST ubicada en la zona costera (SST ERSS v5), para el periodo de 1981 – 2016

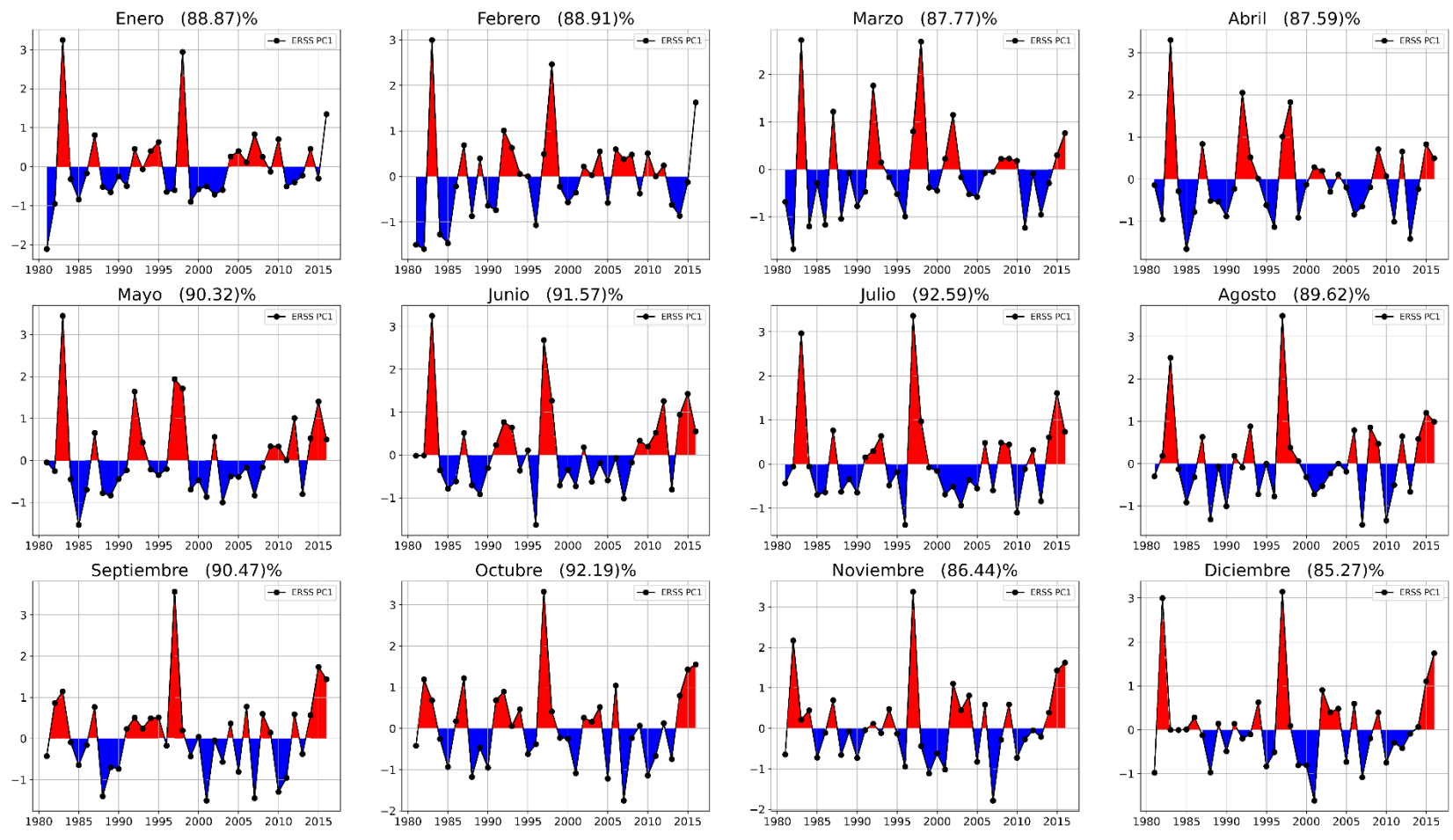


Figura 47. Series de tiempo de las Primeras componentes Principales (PC1) de la data SST ERSS V5 periodo 1981 – 2016

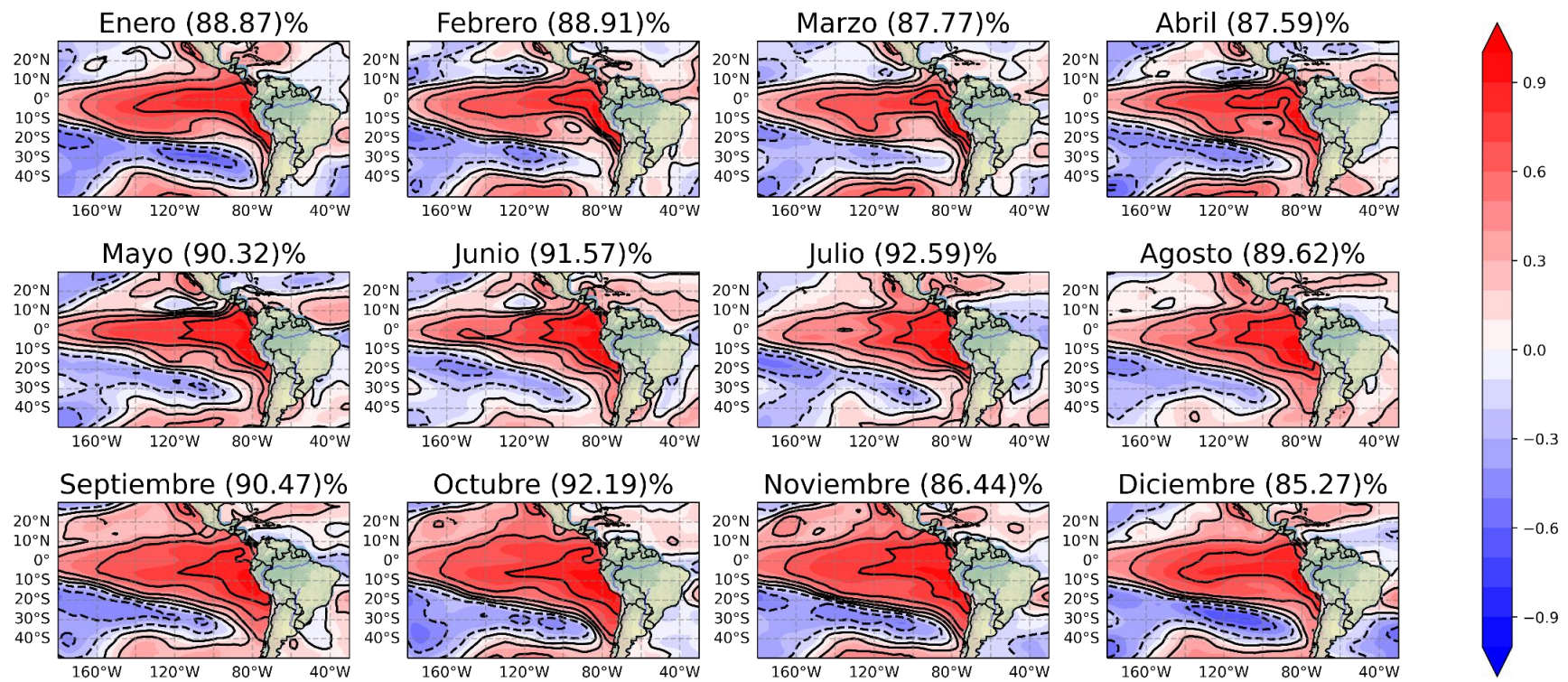


Figura 48. Mapas de correlación de la PC1 y las anomalías de la SST en la región ubicada en el área de 30°N – 40°S, 140°W – 295°W data SST ERSS V5, para el periodo de 1981 -2016

Primer modo de variabilidad, primer EOF temperatura máxima PISCOT v1.1

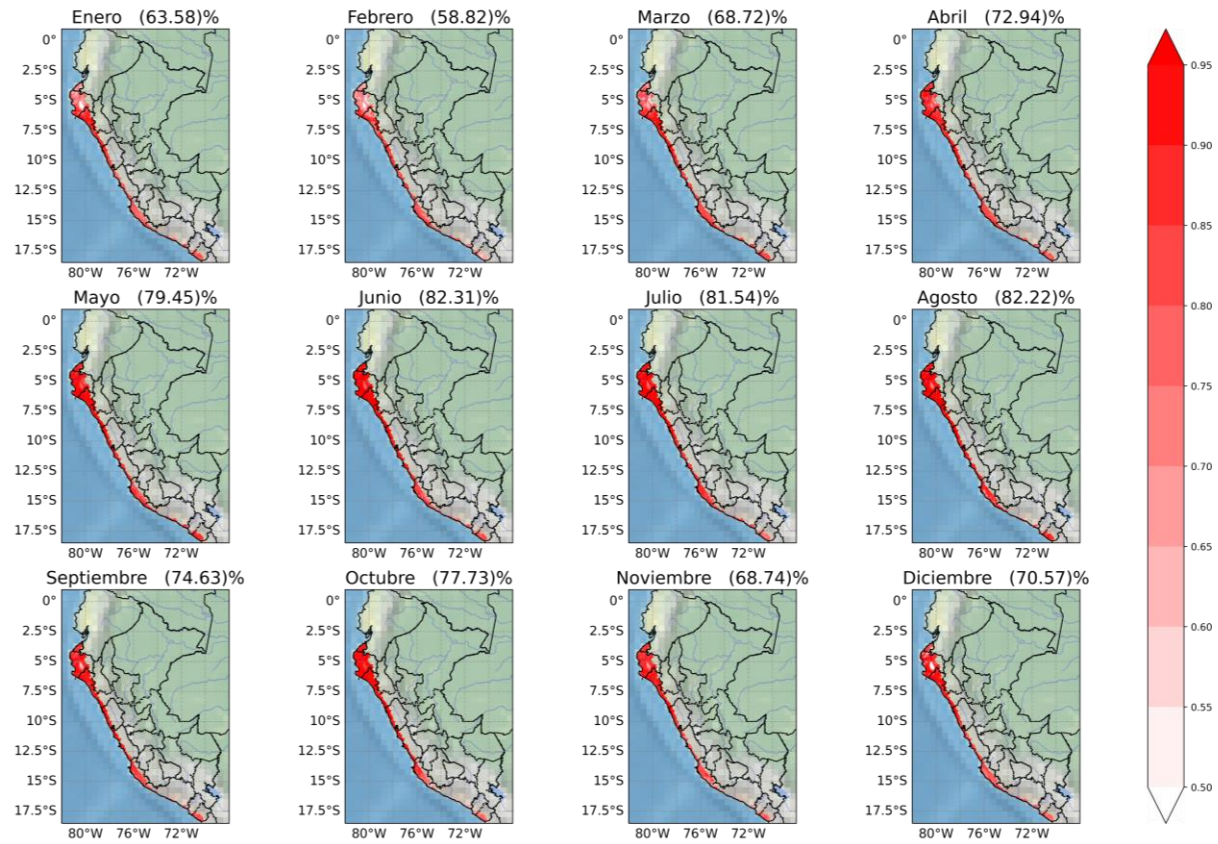


Figura 49. Mapas de correlación entre la PC1x y las anomalías mensuales de la temperatura máxima ubicado en la costa (PISCOT v1.1) para periodo 1981 – 2016.

Primer modo de variabilidad, primer EOF temperatura mínima PISCOT v1.1

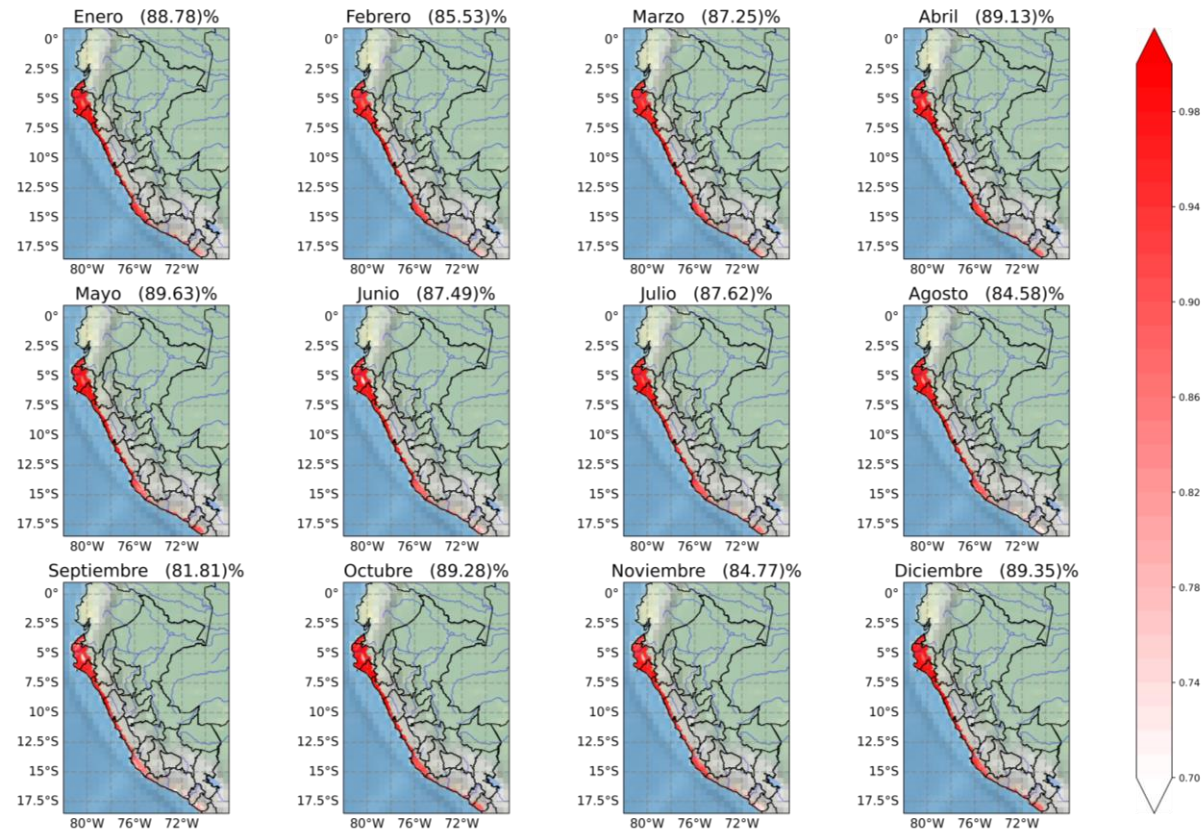


Figura 50. Mapas de correlación entre la PC1m y las anomalías mensuales de la temperatura mínima ubicado en la costa (PISCOT v1.1) para periodo 1981 – 2016.

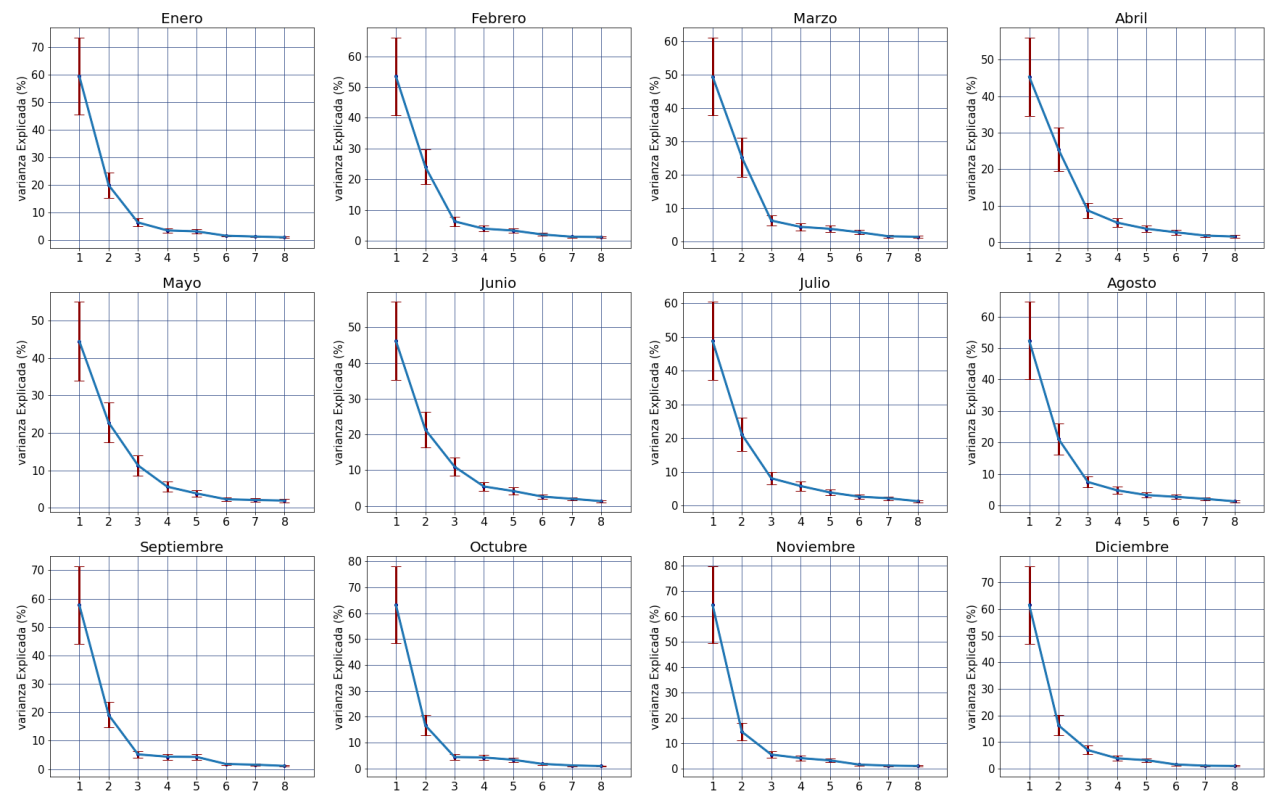


Figura 51. Regla de North - Error de estimación del autovalor para las anomalías de la variable SST zona ecuatorial data ERSS v5 para los 12 meses del año del periodo 1981 – 2016.

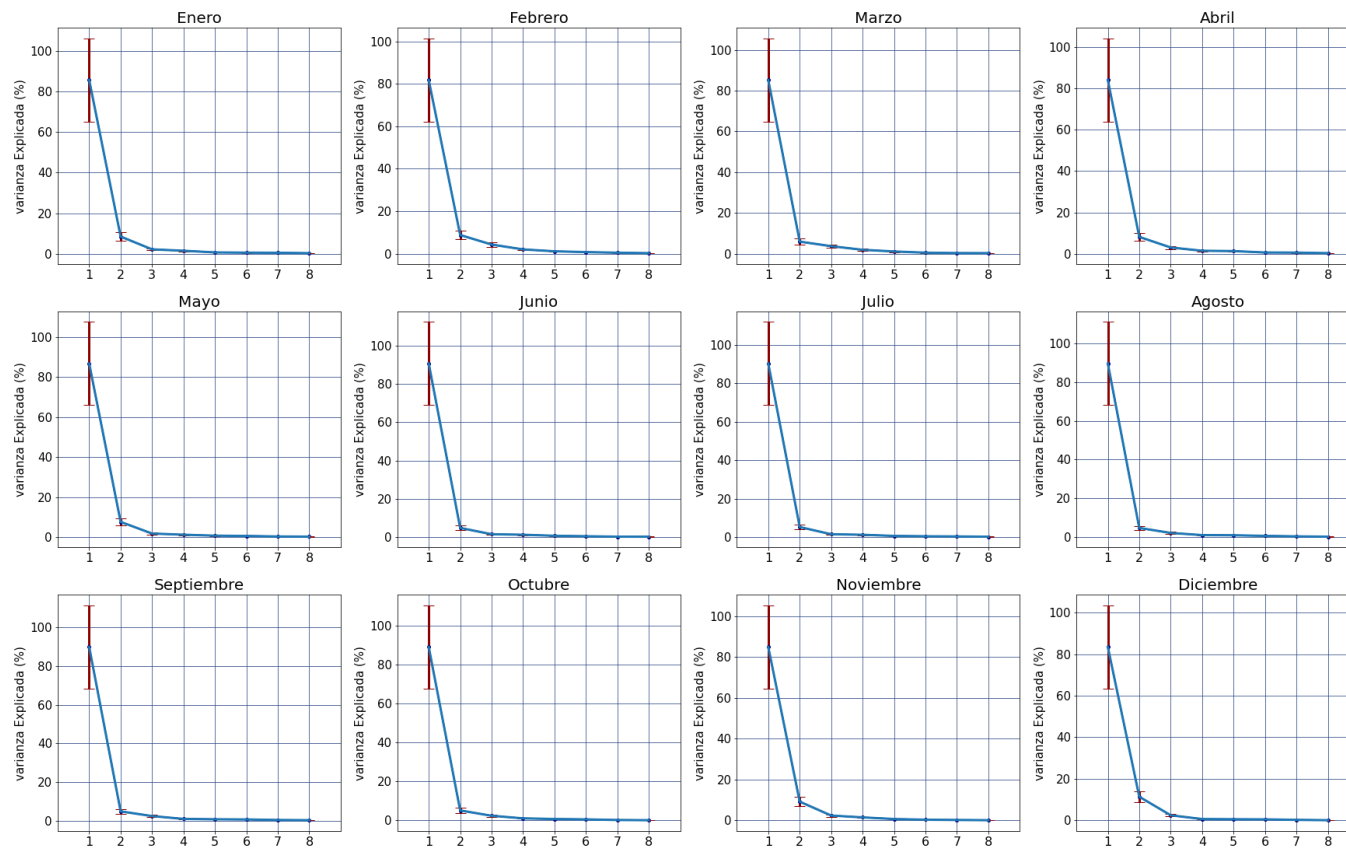


Figura 52. Regla de North – Error de estimación del autovalor para las anomalías de la variable SST zona costera data OI SSTv2 para los 12 meses del año del periodo 1981 – 2016

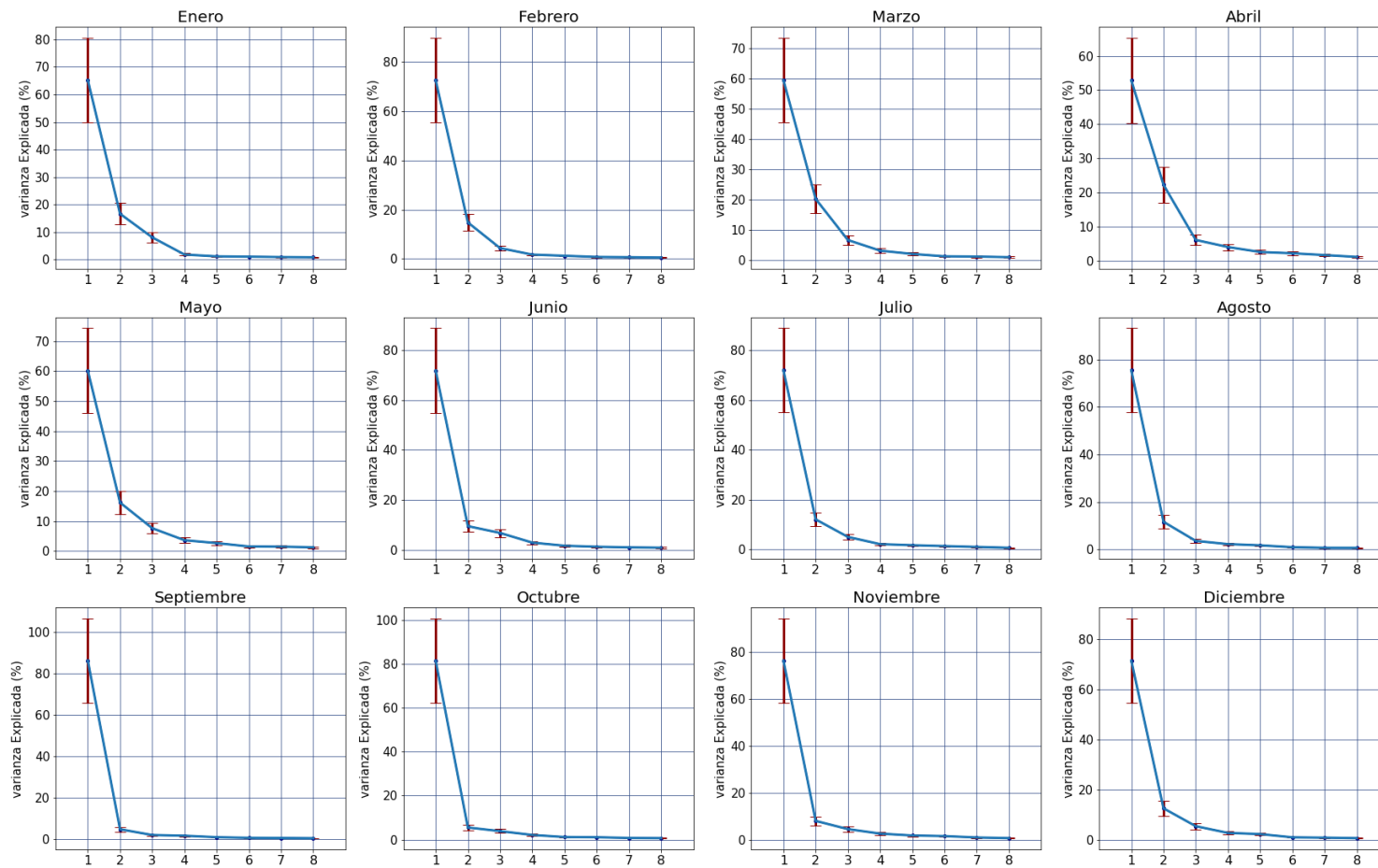


Figura 53. Regla de North – Error de estimación del autovalor para las anomalías de la variable viento meridional data ERA5 para los 12 meses del año del periodo 1981 – 2016

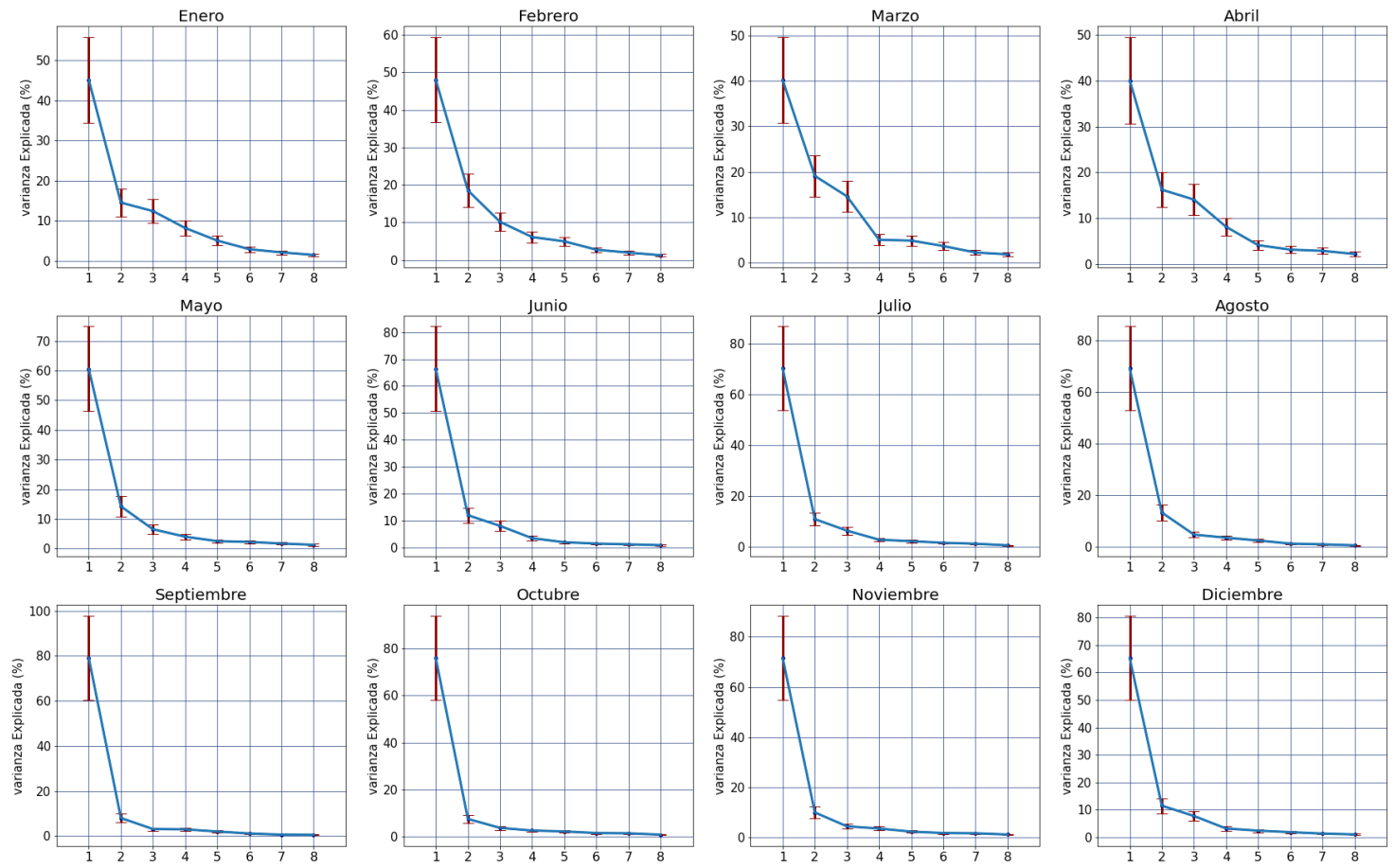


Figura 54. Regla de North – Error de estimación del autovalor para las anomalías de la variable viento zonal data ERA5 para los 12 meses del año del periodo 1981 – 2016

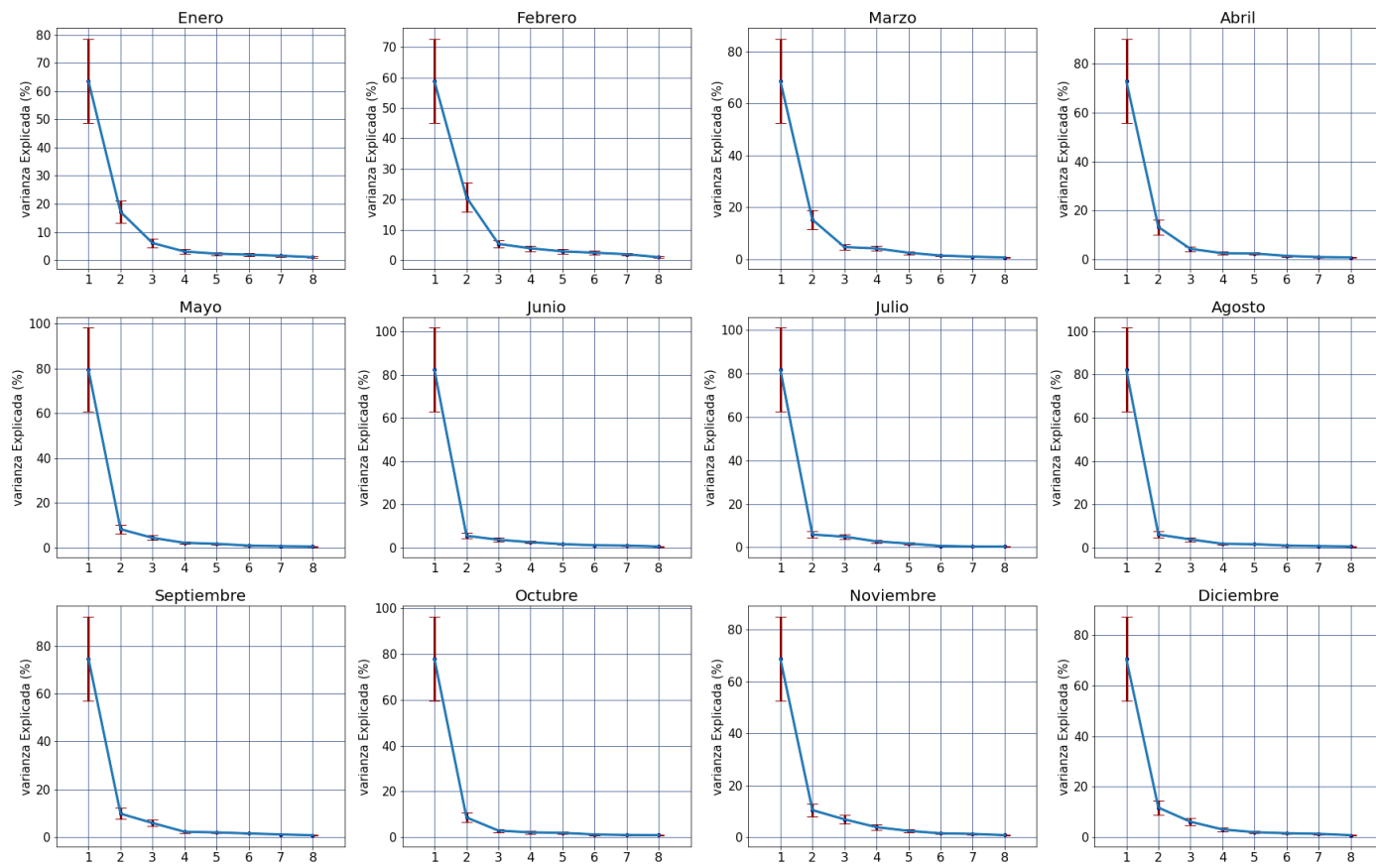


Figura 55. Regla de North – Error de estimación del autovalor para las anomalías de la variable temperatura máxima del aire data Piscot v1.1 para los 12 meses del año del periodo 1981 – 2016

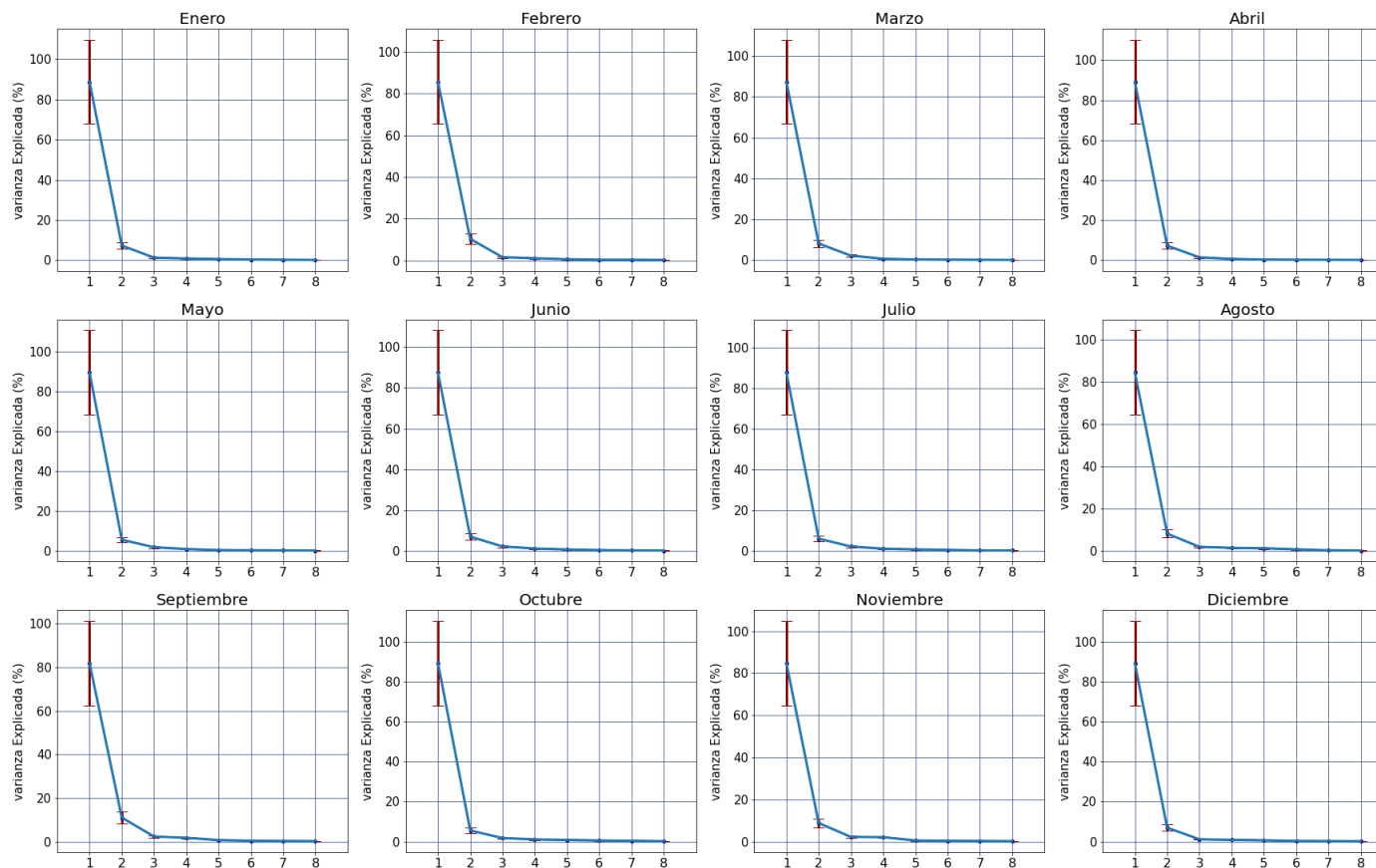


Figura 56. Regla de North – Error de estimación del autovalor para las anomalías de la variable temperatura mínima del aire data Piscot v1.1 para los 12 meses del año del periodo 1981 – 2016

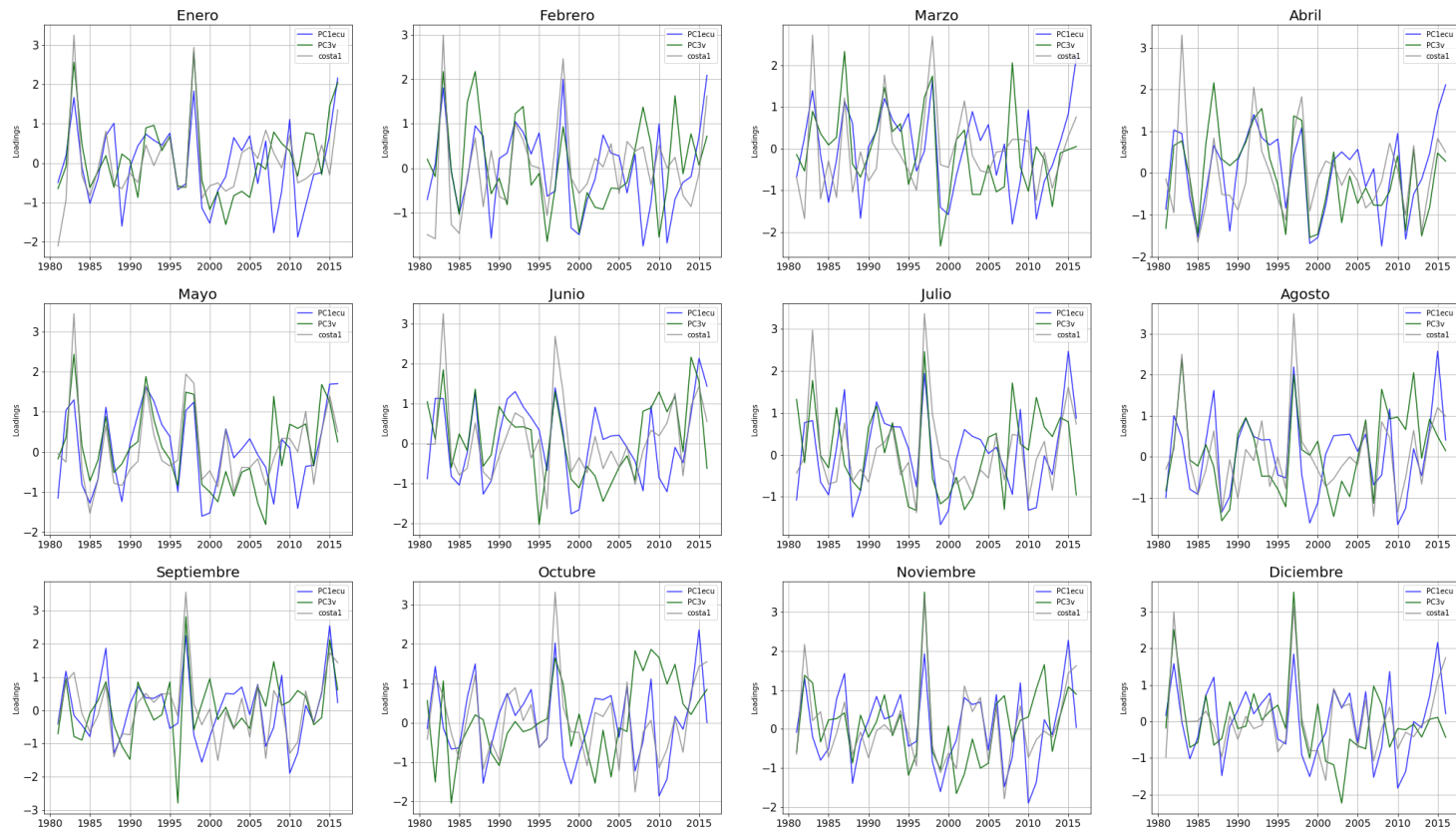


Figura 57. Variabilidad interanual de las primeras componentes principales de la SST ERSS ecuatorial y SST costera con la tercera componente principal del viento meridional a 10 m de la superficie para el periodo de 1981 - 2016

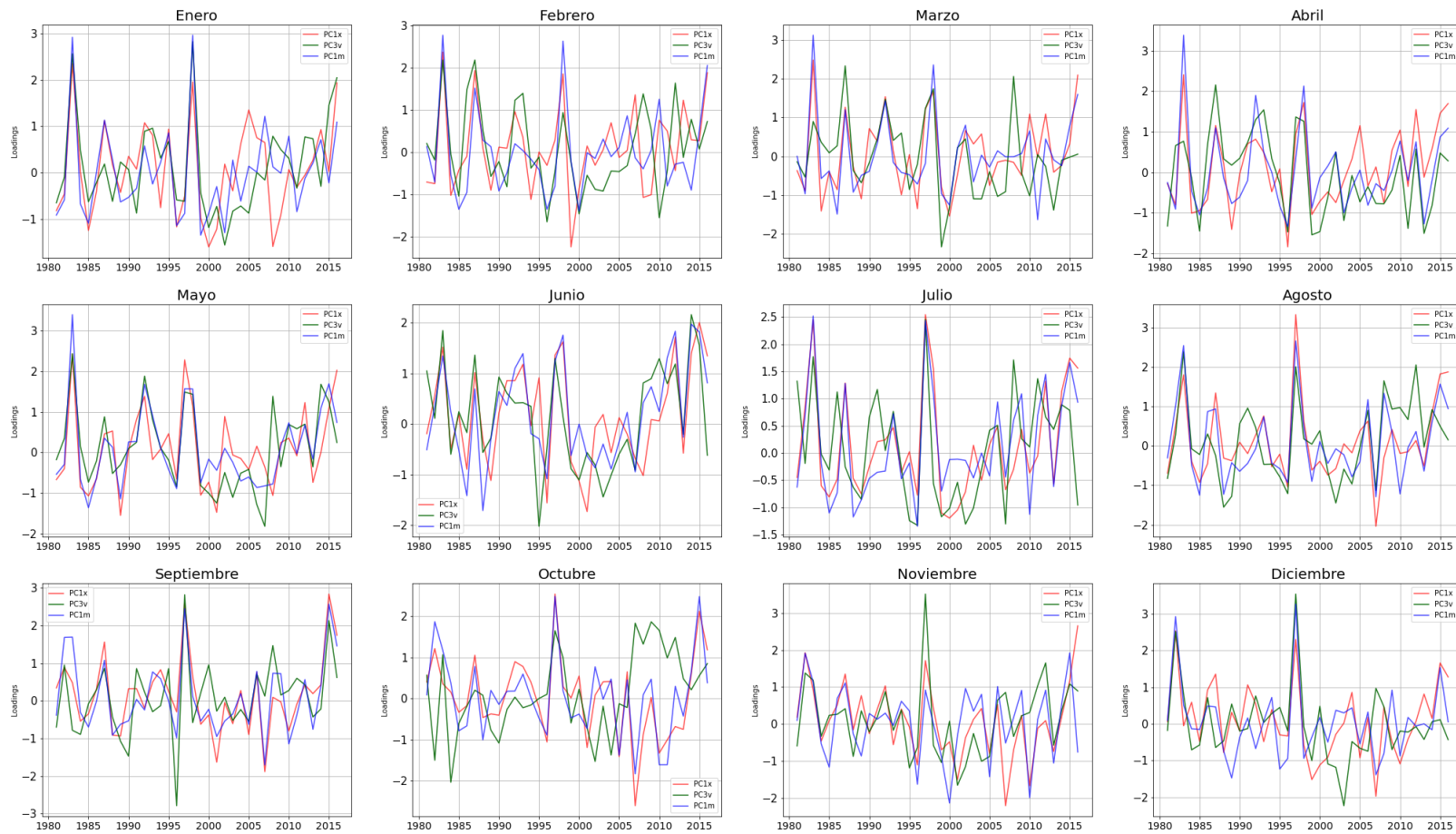


Figura 58. Variabilidad interanual de las primeras componentes principales de la temperatura máxima y mínima del aire con la tercera componente principal del viento meridional para el periodo de 1981 – 2016

Tabla 11: Matriz de correlaciones de Pearson mensuales de las primeras componentes de la temperatura del aire, viento y OI SST v2 para el periodo 1982 - 2016

Mes	Componente temperatura del aire	Componente viento meridional			Componente viento zonal			componente SST costera	componente SST ecuatorial	
		PC1v	PC2v	PC3v	PC1u	PC2u	PC3u	PC1_costa	PC1oi	PC2oi
Enero	PC1x	0.400	-0.220	0.560	0.083	-0.450	-0.049	0.770	0.780	0.170
	PC1m	0.410	0.110	0.720	0.160	-0.630	-0.180	0.920	0.740	0.430
Febrero	PC1x	0.570	-0.018	0.400	-0.270	-0.490	0.400	0.610	0.720	0.140
	PC1m	0.310	0.380	0.440	0.021	-0.510	0.610	0.850	0.770	0.460
Marzo	PC1x	0.280	0.380	0.440	-0.011	-0.680	-0.180	0.730	0.670	0.300
	PC1m	0.100	0.580	0.480	0.076	-0.800	-0.110	0.880	0.710	0.460
Abril	PC1x	-0.170	0.290	0.540	-0.028	-0.300	0.640	0.770	0.740	0.360
	PC1m	-0.060	0.600	0.630	-0.290	-0.380	0.620	0.940	0.600	0.610
Mayo	PC1x	-0.240	0.240	0.590	-0.080	-0.590	0.210	0.830	0.730	0.210
	PC1m	0.011	0.250	0.800	-0.270	-0.800	0.210	0.940	0.700	0.420
Junio	PC1x	-0.280	0.140	0.540	0.092	-0.480	0.490	0.800	0.700	0.340
	PC1m	-0.063	0.029	0.710	-0.061	-0.530	0.490	0.820	0.480	0.580

Continuación ...

Mes	Componente temperatura del aire	Componente viento meridional			Componente viento zonal			componente SST costera	componente SST ecuatorial	
		PC1v	PC2v	PC3v	PC1u	PC2u	PC3u	PC1_costa	PC1oi	PC2oi
Julio	PC1x	0.052	0.250	0.520	-0.290	-0.170	0.650	0.900	0.740	0.490
	PC1m	0.110	0.130	0.550	-0.290	-0.260	0.600	0.930	0.650	0.640
Agosto	PC1x	-0.150	-0.240	0.550	0.120	-0.320	0.360	0.880	0.690	0.450
	PC1m	-0.046	-0.120	0.650	-0.028	-0.280	0.320	0.920	0.660	0.558
Septiembre	PC1x	-0.380	0.160	0.550	0.220	-0.290	0.380	0.880	0.780	0.310
	PC1m	-0.150	0.190	0.600	-0.017	-0.310	0.280	0.920	0.760	0.440
Octubre	PC1x	0.056	-0.380	-0.130	-0.250	-0.570	0.018	0.900	0.720	0.300
	PC1m	0.078	-0.360	-0.099	-0.280	-0.650	-0.037	0.870	0.800	0.360
Noviembre	PC1x	-0.120	-0.230	0.540	-0.014	-0.310	-0.140	0.810	0.650	0.270
	PC1m	0.300	-0.290	0.370	-0.310	-0.590	0.077	0.620	0.720	0.240
Diciembre	PC1x	0.098	-0.480	0.450	-0.077	-0.200	0.610	0.850	0.750	-0.260
	PC1m	0.490	-0.270	0.470	-0.380	-0.410	0.640	0.840	0.770	-0.470

Nota: PC1x= Primera componente principal de la temperatura máxima del aire; PC1m= Primera componente principal de la temperatura mínima del aire; PC1v= Primera componente principal del viento meridional; PC1u= Primera componente principal del viento zonal; PC1_costa= Primera componente principal de la SST costera; PC1oi= Primera componente principal de la SST Ecuatorial. Las correlaciones de Pearson resaltadas en negro son las correlaciones significativas a un 95% de confianza.

Tabla 12: Matriz de correlaciones de Pearson de las primeras componentes del viento y OI SST v2 para el periodo 1982 – 2016

Mes	componente SST	Componente viento meridional			Componente viento zonal		
		PC1v	PC2v	PC3v	PC1u	PC2u	PC3u
Enero	PC1_costa	0.39	0.2	0.7	0.1	-0.6	-0.26
	PC1oi	0.62	-0.24	0.53	-0.032	-0.71	0.15
	PC2oi	-0.057	0.46	0.57	0.017	-0.1	-0.56
Febrero	PC1_costa	0.22	0.45	0.53	0.03	-0.28	0.79
	PC1oi	0.67	0.094	0.39	-0.41	-0.64	0.4
	PC2oi	-0.28	0.56	0.38	0.26	0.28	0.63
Marzo	PC1_costa	-0.023	0.62	0.56	0.074	-0.8	0.21
	PC1oi	0.32	0.27	0.29	-0.027	-0.67	-0.51
	PC2oi	-0.038	0.7	0.18	-0.21	-0.38	0.42
Abril	PC1_costa	0.014	0.51	0.64	-0.34	-0.34	0.59
	PC1oi	0.086	0.12	0.62	-0.15	-0.41	0.47
	PC2oi	-0.052	0.53	0.11	-0.35	0.034	0.23

Continuación ...

Mes	componente SST	Componente viento meridional			Componente viento zonal		
		PC1v	PC2v	PC3v	PC1u	PC2u	PC3u
Mayo	PC1_costa	0.094	0.16	0.77	-0.35	-0.78	0.28
	PC1oi	-0.12	-0.0073	0.53	-0.065	-0.55	0.24
	PC2oi	0.34	0.33	0.46	-0.67	-0.17	0.22
Junio	PC1_costa	0.13	0.19	0.68	-0.33	-0.58	0.56
	PC1oi	-0.15	0.19	0.34	-0.021	-0.23	0.47
	PC2oi	0.29	0.085	0.44	-0.39	-0.46	0.17
Julio	PC1_costa	0.17	0.14	0.62	-0.37	-0.27	0.64
	PC1oi	-0.1	0.086	0.31	-0.019	-0.094	0.45
	PC2oi	0.34	0.13	0.49	-0.45	-0.25	0.38
Agosto	PC1_costa	0.028	-0.3	0.69	-0.047	-0.42	0.36
	PC1oi	-0.13	-0.26	0.3	0.16	-0.25	0.24
	PC2oi	0.27	-0.092	0.61	-0.33	-0.25	0.25

Continuación ...

Mes	componente SST	Componente viento meridional			Componente viento zonal		
		PC1v	PC2v	PC3v	PC1u	PC2u	PC3u
Septiembre	PC1_costa	-0.097	0.23	0.62	-0.073	-0.24	0.28
	PC1oi	-0.21	0.097	0.43	0.12	-0.13	0.27
	PC2oi	0.32	0.16	0.41	-0.44	-0.31	0.35
Octubre	PC1_costa	0.15	-0.47	0.041	-0.33	-0.62	-0.13
	PC1oi	0.013	-0.57	-0.086	-0.093	-0.69	-0.029
	PC2oi	0.42	-0.082	0.43	-0.59	-0.23	-0.12
Noviembre	PC1_costa	0.17	-0.24	0.61	-0.34	-0.47	-0.032
	PC1oi	0.21	-0.52	0.4	-0.29	-0.7	-0.2
	PC2oi	0.24	0.18	0.53	-0.38	-0.051	0.28
Diciembre	PC1_costa	0.28	-0.27	0.56	-0.28	-0.12	0.7
	PC1oi	0.41	-0.66	0.3	-0.23	-0.45	0.62
	PC2oi	-0.31	-0.27	-0.54	0.36	-0.12	-0.41

Nota: PC1v= Primera componente principal del viento meridional; PC1u= Primera componente principal del viento zonal; PC1_costa= Primera componente principal de la SST costera; PC1oi= Primera componente principal de la SST Ecuatorial. Las correlaciones de Pearson resaltadas en negro son las correlaciones significativas a un 95% de confianza.