

**UNIVERSIDAD NACIONAL AGRARIA
LA MOLINA**

**ESCUELA DE POSGRADO
DOCTORADO EN RECURSOS HÍDRICOS**



**“PREDICCIÓN DEL FENÓMENO EL NIÑO MEDIANTE ÍNDICES
OCEÁNICOS E INFLUENCIA DE LA ZONA DE CONVERGENCIA
INTERTROPICAL EN EL NORTE PERUANO”**

Presentada por:

HERMOGENES EDGARD GONZALES ZENTENO

**TESIS PARA OPTAR EL GRADO DE DOCTOR
DOCTORIS PHILOSOPHIAE EN RECURSOS HÍDRICOS**

Lima – Perú

2022

UNIVERSIDAD NACIONAL AGRARIA

LA MOLINA

ESCUELA DE POSGRADO

DOCTORADO EN RECURSOS HÍDRICOS

**“PREDICCIÓN DEL FENÓMENO EL NIÑO MEDIANTE ÍNDICES
OCEÁNICOS E INFLUENCIA DE LA ZONA DE CONVERGENCIA
INTERTROPICAL EN EL NORTE PERUANO”**

TESIS PARA OPTAR EL GRADO DE DOCTOR

Doctoris Philosophiae (Ph.D.)

Presentada por:

HERMOGENES EDGARD GONZALES ZENTENO

Sustentada y aprobada ante el siguiente jurado:

Dr. Raúl Espinoza Villar

PRESIDENTE

Ph.D. Eusebio Ingol Blanco

ASESOR

Dr. Jesús Abel Mejía Marcacuzco

MIEMBRO

Ph.D.. Eduardo Chávarri Velarde

MIEMBRO

Dr. Juan Julio Ordoñez Gálvez

MIEMBRO EXTERNO

DEDICATORIA

A un Ser Universal en quien siempre tengo fe en esta vida terrenal.

Mi eterna gratitud a mis apreciados Padres; Alfonso (†) y Paula por darme la vida, a ser quien soy y quienes forjaron en mi persona la visión futurista de mi formación profesional.

De igual modo a mi Familia: mi querida esposa Norma, por su apoyo constante, por su compañía en estas aventuras de capacitación por el Mundo y formación profesional constante, así mismo, a mis hijos: Steve y Kenny, quienes han sido también motivación para mi desarrollo profesional y a la vez que esta Investigación les sirva como ejemplo para su superación y capacitación constante que tienen que seguir a futuro. A mis hermanos Hubert y Clara.

A una especial mascota (Mini †), que con sus travesuras e inteligencia nos alegró la vida.

AGRADECIMIENTO

A mi asesor Ph.D. Eusebio Ingol Blanco, por sus conocimientos y sugerencias en la elaboración tanto del artículo de investigación como del presente Estudio.

Mi singular agradecimiento a los miembros del Comité consejero; Dr. Raúl Espinoza Villar, Ph.D. Eduardo Chavarri Velarde, Dr. Jesús Abel Mejía Marcacuzco, Dr. Juan Julio Ordoñez Gálvez, por sus acertadas sugerencias que aportaron y fortalecieron el contenido de la presente investigación.

A los docentes de la Escuela de Posgrado del Doctorado en Recursos Hídricos, quienes me impartieron sus conocimientos en mi formación profesional, así mismo al personal administrativo en la persona de Nilda Paco, quién siempre fue un soporte en el desarrollo de los Cursos, así como en la gestión para optar el presente grado.

A mis hijos Steve y Kenny, quienes diseñaron las figuras del presente Estudio.

ÍNDICE GENERAL

I.	INTRODUCCIÓN	1
II.	REVISIÓN DE LITERATURA.....	6
2.1.	ANTECEDENTES	6
2.2.	FASES DE EL NIÑO OSCILACIÓN DEL SUR (ENOS)	12
2.2.1.	La Fase Neutra.....	12
2.2.2.	El Niño Canónico o Tradicional.....	13
2.2.3.	La Niña Tradicional.....	14
2.2.4.	El Niño Modoki.....	15
2.2.5.	La Niña Modoki	16
2.2.6.	Eventos Costeros	17
2.3.	ÍNDICES PARA DETERMINAR LA PRESENCIA DE ENOS.....	18
2.4.	ZONA DE CONVERGENCIA INTERTROPICAL, (ZCIT)	19
2.5.	INTERACCIÓN ENTRE EL CICLÓN TROPICAL (CT) Y CICLÓN EXTRA TROPICAL (CET)	20
2.6.	RETROALIMENTACIÓN VIENTO-EVAPORACIÓN-TSM.....	21
2.7.	MECANISMOS OCEÁNICOS	22
III.	MATERIALES Y MÉTODOS	26
3.1.	MATERIALES.....	26
3.1.1.	Área de estudio.....	26
3.1.2.	Datos de los Índices del Fenómeno El Niño (ENOS)	27
3.1.3.	Datos de la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT).....	36
3.1.4.	Datos de la Intensidad de ocurrencia de ENOS.....	40
3.2.	METODOLOGÍA	41
3.2.1.	Análisis de los Índices Oceánicos del Fenómeno El Niño (ENOS).....	41
3.2.2.	Análisis espacio-temporal de la Zona de Convergencia Intertropical ZCIT ..	59
IV.	RESULTADOS Y DISCUSIÓN.....	62
4.1.	RESULTADOS	62
4.1.1.	Evaluación de los Índices Oceánicos en la ocurrencia de ENOS Costero	62
4.1.2.	Interacción de El Niño Modoki, La Niña Modoki y El Niño Costero	69
4.1.3.	Influencia de la ZCIT en la generación de ENOS Costero de 2017.....	77
4.2.	DISCUSIONES	93
4.2.1.	Evaluación de los Índices Oceánicos	93

4.2.2. Interacción El Niño Modoki, La Niña Modoki en la generación de ENOS Costero	94
4.2.3. Influencia de la Zona de Convergencia Intertropical ZCIT en la generación de ENOS Costero.....	95
4.2.4. Propuesta de un nuevo Índice Oceánico IOC.....	96
4.2.5. Evaluación del Proceso dinámico ENOS Costero usando Índices Oceánicos y la influencia de la ZCIT	96
V. CONCLUSIONES	98
VI. RECOMENDACIONES	99
VII. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	100
VIII. ANEXOS.....	110

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1: Perjudicados y daños materiales generados por El Niño Costero de 2017, en todo el Perú	2
Tabla 2: Perjudicados y daños materiales generados por El Niño Costero de 2017 en Lambayeque, Piura e Ica.....	3
Tabla 3: Daños materiales generados por El Niño Costero de 2017 en las ciudades de Arequipa, Cajamarca, Huancavelica, Ancash y Lima.....	3
Tabla 4: Extensión geográfica de las Regiones de El Niño.....	27
Tabla 5: Datos de Índice EMI, durante los años 2016 y 2017.....	28
Tabla 6: Valores del Índice TNI, del 2016 al 2017	29
Tabla 7: Valores del Índice ONI, del 2016 al 2017.....	30
Tabla 8: Datos del Índice 1+2, durante los años 2016 y 2017.....	30
Tabla 9: Valores diarios de TSM, Zona Norte del Perú, (Región 1+2), (enero a marzo, 2016)	31
Tabla 10: Valores diarios de TSM, Zona Norte del Perú, (Región 1+2), durante los meses de enero a marzo de 2017.....	32
Tabla 11: Datos del Índice SOI, durante los años 2016 y 2017	33
Tabla 12: Datos del Índice ODP, durante los años 2000 al 2017	34
Tabla 13: Datos de los índices ODP y TNI, para obtener el índice IOC.....	35
Tabla 14: Características del Satélite Meteorológico GOES-16	38
Tabla 15: Ocurrencia El Niño y La Niña, desde el año 1952 al 2018, de acuerdo a su grado de ocurrencia (Débil, Moderado, Fuerte y Muy Fuerte).....	40
Tabla 16: Promedio de anomalías de temperatura de los Índices Oceánicos correspondiente a los meses de enero a marzo de 2017.....	62
Tabla 17: Datos observados del mes de enero y valor proyectado para la región.....	72
Tabla 18: Procedimiento del análisis de los Índices ODP, TNI y cálculo del Índice IOC..	83
Tabla 19: Índice EMI; Valores observados, calculados, residuales, R^2 , Error standard del Coeficiente y Desviación estándar del error (años 2016-2017)	110
Tabla 20: Índice TNI; Valores observados, calculados, residuales, R^2 , Error standard del Coeficiente y Desviación estándar del error (años 2016-2017)	111
Tabla 21: Índice ONI; Valores observados, calculados, residuales, R^2 , Error standard del Coeficiente y Desviación estándar del error (años 2016-2017)	111

Tabla 22: Índice 1+2; Valores observados, Calculados, Residuales, R^2 , Error standard del Coeficiente y Desviación estándar del error (años 2016-2017)	112
Tabla 23: Índice SOI; Valores observados, calculados, residuales, R^2 , Error standard del Coeficiente y Desviación estándar del error (años 2016-2017)	113
Tabla 24: Índice ODP; Valores observados, Calculados, Residuales, R^2 , Error standard del Coeficiente y Desviación estándar del error (años 2016-2017)	113
Tabla 25: Índice IOC; Valores observados, Calculados, Residuales, R^2 , Error standard del Coeficiente y Desviación estándar del error (años 2016 y 2017)	114

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1: Fase Neutral (ENOS)	13
Figura 2: Fase El Niño Canónico o Tradicional	14
Figura 3: Fase La Niña	15
Figura 4: Mapa de TSM anómalos, para los tres eventos más grandes de El Niño Modoki (1994, 2002, 2004 y 2016)	16
Figura 5: Mapa de emplazamiento de La Niña Modoki	17
Figura 6: Zona de convergencia intertropical ZCIT; durante el verano se desplaza al norte (en rojo), y al sur durante el verano austral (en azul), siguiendo la ubicación de aguas más cálidas que a su vez refleja las variaciones en la radiación solar	20
Figura 7: Centros de Presión Atmosférica al nivel del mar en enero (Centros de Alta presión-H) y (Centros de Baja presión-L). La línea roja representa la zona de convergencia intertropical (ZCIT)	21
Figura 8: Esquema de la ubicación en profundidad de la gradiente zonal de la Termoclina a lo largo del Pacífico ecuatorial, denominado D20.....	24
Figura 9: Esquema idealizado del oscilador de descarga / recarga	25
Figura 10: (a) Mapa de ubicación de la zona de Estudio. (b) Regiones ENOS 4, 3.4, 3, 1+2. (c) Regiones Oceánicas del Índice EMI	26
Figura 11: Mapa de las Regiones ENOS	27
Figura 12: Mapa de ubicación de la Zona de Convergencia Intertropical, ZCIT,.....	36
Figura 13: Cobertura del hemisferio occidental por GOES-Este y GOES-Oeste	38
Figura 14: Ejemplo de un gráfico polinómico que describe las series de tiempo de los Índices ENOS.....	43
Figura 15: Regiones utilizadas para determinar el Índice EMI	45
Figura 16: Gráfico Índice EMI; Spline Cúbico, Valor observado y Polinómica.....	46
Figura 17: Mapa de ubicación de las zonas de medición para determinar el Índice TNI	47
Figura 18: Gráfico Índice TNI; Spline Cúbico, Valor observado y Polinómica	48
Figura 19: Promedio TSM, región de El Niño 3.4, período base de 30 años, el período base de los últimos 30 años (por ejemplo, 1986-2015) se seguirá utilizando para calcular la desviación del promedio. (la próxima actualización será el 2021).	49
Figura 20: Mapa de ubicación de la zona para medir el Índice ONI.....	49

Figura 21: Gráfico Índice ONI; Spline Cúbico, Valor observado y Polinómica.....	50
Figura 22: Mapa de la Región del Índice 1+2	51
Figura 23: Gráfico Índice 1+2 (Costero); Spline Cúbico, Valor observado y Polinómica .	52
Figura 24: Ubicación de los puntos de medición para determinar el Índice SOI.....	54
Figura 25: Gráfico Índice SOI; Spline Cúbico, Valor observado y Polinómica.....	54
Figura 26: Mapa de ubicación de la zona de medición para determinar el Índice ODP	56
Figura 27: Gráfico Índice ODP; Spline Cúbico, Valor observado y Polinómica.....	57
Figura 28: Mapa de la Zona de Convergencia Intertropical ZCIT, donde se observa una franja de vapor de agua a lo largo de la zona ecuatorial sudamericana, como otro de los factores que ocasionaron las precipitaciones extremas en la zona norte del Perú en el año 2017; meses de enero (a), febrero (b) y marzo (c).	61
Figura 29: Series de tiempo del Índice EMI: La línea punteada representa la curva suavizada. La barra amarilla indica la presencia del Niño Modoki y la Barra azul indica la presencia de la Niña Modoki	63
Figura 30: Predicción de valores del Índice EMI, realizado por SINTEX-F, en el cual se logra reproducir los datos observados para el Índice de El Niño Modoki.....	64
Figura 31: Series de tiempo del Índice TNI: La línea punteada representa la curva suavizada. La barra amarilla indica la presencia de El Niño Costero.....	65
Figura 32: Series de tiempo del Índice ONI: La línea punteada representa la curva suavizada. La barra amarilla indica la presencia de El Niño Modoki.....	66
Figura 33: Series de tiempo del Índice 1+2: La línea punteada representa la curva suavizada. La barra amarilla indica la presencia de El Niño Costero.....	67
Figura 34: Series de tiempo del Índice SOI: La línea punteada representa la curva suavizada. La barra amarilla indica la presencia de El Niño Modoki.....	68
Figura 35: Series de tiempo del cambio de fases en la Oscilación Decadal del Pacífico (ODP): La línea punteada representa la curva suavizada. La barra amarilla indica fases positivas (calentamiento). La barra en azul indica fases Negativas (enfriamiento)	69
Figura 36: (a) Conjunción de valores de la TSM de las regiones 4, 3.4, 3 y 1+2. La curva en la región central (3.4 y 3) muestra la presencia de la Niña Modoki y en el margen derecho se observa la región (1+2), indicando la presencia de El Niño Costero. (b) Mapa de la región ecuatorial del Pacífico mostrando la ubicación de la Niña Modoki y el Niño Costero.....	70
Figura 37: Gráfico de valores de la TSM de las cuatro regiones de El Niño vs el	

Tiempo.....	71
Figura 38: Ejemplo de proyección (TSM) para la zona 1+2 (Niño Costero) para el mes de febrero 2017	73
Figura 39: Ejemplo de proyección (TSM) para la zona 1+2 (Niño Costero) para el mes de marzo 2017.....	73
Figura 40: Gráficos de series de tiempo (enero a marzo); a) ENOS en condiciones normales del 2013. b) El Niño Canónico de 1998. c) El Niño Modoki del 2016. d) La Niña Modoki del 2017.....	76
Figura 41: Mapa de las franjas ZCIT de fuertes precipitaciones y su desplazamiento en la parte superior de Sudamérica y su implicancia en el Perú, (17 de marzo de 2017), FUENTE: Weather Channel (2017)	78
Figura 42: Esquema de la zona de convergencia de la ZCIT y su relación con la presencia de los Anticiclones del Pacífico sur y Atlántico sur (17 de marzo de 2017).....	79
Figura 43: Imagen satelital (Vapor de agua-WP) de la circulación atmosférica en la Cuenca ecuatorial del Pacífico, (región 1+2 del 1ro de febrero del 2017), se observa una zona de convergencia positiva correspondiente al Niño Costero, así mismo en la Cuenca ecuatorial central del Atlántico, se observa la ZCIT desplazándose hacia la zona nor oriental del Brasil e incidiendo en el territorio peruano.....	80
Figura 44: Imagen satelital (Vapor de agua-WP) de la circulación atmosférica en la Cuenca ecuatorial del Pacífico, (región 1+2 del 1ro de febrero del 2017), se observa una zona de convergencia positiva correspondiente al Niño Costero, así mismo en la Cuenca ecuatorial central del Atlántico, se observa la ZCIT desplazándose hacia la zona nor oriental del Brasil e incidiendo en el territorio peruano.....	81
Figura 45: Mapa del Perú, mostrando la cantidad de precipitación acontecida durante los meses de enero a marzo del 2017, (Fuente: SENAMHI 2017)	82
Figura 46: Series de tiempo del Índice IOC. La línea punteada representa los valores observados, la línea discontinua representa los valores calculados. La barra amarilla indica la presencia de El Niño Costero	84
Figura 47: Índice EMI, (1995 - 2018). No muestra ENOS 1998 y ENOS Costero. Su finalidad es determinar ENOS Modoki que se presentó en el 2015-2016. Es el menos indicado para determinar ENOS Costero	87

Figura 48: Índice TNI, (1995 - 2021). Presenta ENOS 1998 y también a ENOS Costero, pero en años previos al 2017, presenta 3 falsos positivos	87
Figura 49: Índice ONI (1995-2021). Presenta ENOS 1998 y ENOS Modoki, pero no presenta ENOS Costero, en años previos al 2017 presenta varios falsos positivos	88
Figura 50: Índice 1+2 (1995-2021). Presenta a ENOS 1998, ENOS Modoki y ENOS Costero, sin embargo, durante la presencia de ENOS Modoki no se presentaron precipitaciones extremas como lo ocurrido en el 2017, lo cual puede generar un error	88
Figura 51: Índice SOI (1995-2018). En el caso de este índice utiliza valores de Presión Atmosférica. La Presión Atmosférica presenta valores negativos cuando se eleva la TSM. En base a esta apreciación, se observa a ENOS 1998, y ENOS Modoki, pero no muestra a ENOS Costero	89
Figura 52: Índice ODP (1995-2021). Presenta ENOS 1998 y a ENOS Modoki, pero no muestra a ENOS Costero	89
Figura 53: Índice IOC (1995-2021). Muestra a ENOS 1998 y también presenta apropiadamente a ENOS Costero y en años previos al 2017 no presenta falsos positivos considerables, por tanto, este Índice representa adecuadamente la anomalía de TSM en la ocurrencia de ENOS Costero	90
Figura 54: Precipitación de la Región Piura (1995 - 2020) y su relación con los índices TNI, ODP e IOC. El círculo ovalado muestra las anomalías de Precipitación	92
Figura 55: Traslación de la Tierra, en su mayor acercamiento al Sol (Perihelio) y su relación en la generación de ENOS	119
Figura 56: Distribución (80/20) de la Ley Pareto, aplicado a la ocurrencia de ENOS en base al Índice ONI.....	120

ÍNDICE DE ANEXOS

Anexo 1: Datos de los Índices Oceánicos; EMI, TNI, ONI, 1+2, SOI, ODP, IOC.....	110
Anexo 2: Datos de los Índices Oceánicos; TNI, ODP, considerados en el desarrollo del Índice IOC.....	115
Anexo 3: Definiciones de diferentes regiones e índices utilizados en este estudio.....	118
Anexo 4: Análisis de la Traslación del Planeta vs ENOS	119
Anexo 5: Estimación de la ocurrencia de ENOS mediante el Principio de PARETO	120

RESUMEN

En el 2017, eventos de lluvias extremas ocurrieron en la parte norte de Perú, causando cerca de 100.00 víctimas según el Centro Nacional de Operaciones de Emergencia (COEN). El objetivo principal de la presente investigación fue evaluar el proceso dinámico de El Niño Costero, utilizando Índices Oceánicos, así como la influencia de la Zona de Convergencia Intertropical ZCIT. La metodología empleada fue analizar El Niño Costero mediante la selección y análisis de Índices Oceánicos (EMI, TNI, ONI, 1+2, SOI y ODP), así como la ZCIT usando mapas satelitales de los meses de enero a marzo del 2017. Los resultados obtenidos indican que los Índices; EMI, ONI, 1+2 y SOI, no son adecuados para determinar la ocurrencia de El Niño Costero. El Índice TNI, muestra el Niño Costero, pero también muestra falsos positivos, en el caso del Índice ODP presenta fases positivas y negativas con una ciclicidad de 5 y 6 años y en su fase positiva (2015-2016) se presentó El Niño Modoki que luego derivó en La Niña Modoki y El Niño Costero. Se ha determinado que la ocurrencia de un tipo especial de ENOS denominado; El Niño Modoki y su fase La Niña Modoki habría generado El Niño Costero, el cual, interactuando con la ZCIT, produjeron las intensas precipitaciones acontecidas a lo largo del País. Así mismo se ha creado un nuevo Índice Oceánico denominado (IOC), para monitorear la evolución periódica y determinar con mayor precisión la ocurrencia de El Niño Costero e implementar programas de prevención.

Palabras clave: ENOS; El Niño Modoki; La Niña Modoki; El Niño Costero; Índice Oceánico Costero; Perú.

ABSTRACT

In 2017, extreme rain events occurred in the northern part of Peru, causing nearly 100,000 victims according to the National Emergency Operations Center (COEN). The main objective of this research was to evaluate the dynamic process of El Niño Costero, using Oceanic Indices, as well as the influence of the Intertropical Convergence Zone ITCZ. The methodology used was to analyze El Niño Costero through the selection and analysis of Oceanic Indices (EMI, TNI, ONI, 1+2, SOI and ODP), as well as the ITCZ using satellite maps from the months of January to March 2017. The results obtained indicate that the Indices; EMI, ONI, 1+2 and SOI are not adequate to determine the occurrence of El Niño Costero. The TNI Index shows the El Niño Costero, but it also shows false positives, in the case of the ODP Index it presents positive and negative phases with a cyclicity of 5 and 6 years and in its positive phase (2015-2016) El Niño Modoki was presented. which later led to La Niña Modoki and El Niño Costero. It has been determined that the occurrence of a special type of ENSO called; El Niño Modoki and its La Niña Modoki phase would have generated El Niño Costero, which, interacting with the ITCZ, produced the intense rainfall that occurred throughout the country. Likewise, a new Oceanic Index called (IOC) has been created to monitor the periodic evolution and determine with greater precision the occurrence of El Niño Costero and implement prevention programs.

Keywords: ENSO; Modoki El Niño; Modoki La Niña; El Niño Costero; Coastal Ocean Index; Perú.

I. INTRODUCCIÓN

A nivel mundial, los eventos de Oscilación del Sur de El Niño (ENOS) son una de las fuentes más importantes de variabilidad climática anual. Estos fenómenos implican interacciones a gran escala entre los océanos y la atmósfera, que consisten en una oscilación de la presión atmosférica en el Pacífico occidental (Ashok *et al.* 2007). La relación o acoplamiento entre estos fenómenos tiene grandes consecuencias climáticas en muchas partes del planeta (Reyes 2001). La ocurrencia de ENOS en el Pacífico tropical provoca una variación en los sistemas oceánico-atmosférico tanto en el Pacífico Norte como en el Atlántico Norte (Lau & Nath 2001). Sin ir más lejos, ENOS es considerada la señal más potente en cuanto a la variación interanual del sistema oceánico-atmosférico (Wang *et al.* 2003).

Los registros indican que la ocurrencia de ENOS en América del Sur ha mostrado evidencia estadísticamente significativa desde 1750 (Thomson *et al.* 2003). La evidencia del impacto generalizado de los eventos relacionados con ENOS está asociada con variables tales como (1) temperaturas de la superficie del mar por encima de 28 °C; (2) mayores cantidades de lluvia en la región del Pacífico central; y (3) marejada ciclónica en América del Norte y del Sur subtropicales. Los eventos ENOS, por otro lado, también están asociados con sequías en muchas partes del mundo (Contreras *et al.* 2017).

Estudios centrados en ENOS han demostrado que el punto de pivote para las variaciones del nivel del mar (y por lo tanto de la termoclina) se ha desplazado hacia el oeste en respuesta a un aumento en la variación de la tensión del viento zonal en el Pacífico ecuatorial occidental. Como resultado, la región de El Niño 4 está cada vez más al este del punto de pivote, lo que permite que la retroalimentación de la termoclina opere en ese lugar, fortaleciendo el mecanismo de retroalimentación de Bjerknes en la región de Niño 4 y conduciendo a un aumento en la ocurrencia de eventos ENOS del Pacífico Central (PC) (Zhu *et al.* 2021). Los modelos realizados entre el océano y la atmósfera pueden reproducir la oscilación aperiódica del Pacífico entre estados cálidos (El Niño) y estados fríos (La Niña), con un intervalo de

retorno promedio de 3-4 años (Cane 1986). El Niño y La Niña son fases opuestas de lo que se conoce como el “ciclo ENOS”. En Perú, ENOS se manifiesta como un aumento de las precipitaciones en la zona costera del país, provocando inundaciones, destrucción de infraestructura y muertes, además de generar importantes efectos contractivos en los sectores pesquero, agrícola y manufacturero primario. La ocurrencia de ENOS en este país sudamericano ha tenido efectos significativos durante los períodos 1982-1983, 1986-1987, 1991-1992, 1997-1998 y 2016-2017(ENFEN 2017). En concreto, el fenómeno ENOS correspondiente al período 1982-1983 fue significativamente intenso, produciendo pérdidas catastróficas (SENAMHI 2017). De hecho, en el norte de Perú, la alteración climática provocada por este fenómeno se manifestó con severas sequías en el sur y en la Región Altiplano del país, afectando severamente las actividades socioeconómicas de la nación, siendo catalogado como un “evento extraordinario” (SENAMHI 2017). El ENOS 1997-1998, en cambio, generó precipitaciones en el extremo norte del país (Departamentos de Apurímac, Ayacucho, La Libertad, Lambayeque, Piura y Tumbes), presentando niveles muy altos respecto a lo normal, y más intensos. Que las ocurridas durante el ENOS de 1982-1983 (CAF 2000).

Las intensas lluvias relacionadas con el ENOS ocurrieron en el norte de Perú durante enero, febrero y marzo de 2017, superando los registros documentados durante el ENOS de 1982-1983, afectando ciudades como Tumbes, La Libertad, Ancash, Lambayeque y Piura (SENAMHI 2015) (Tablas 1, 2, 3). El calentamiento anómalo generado en las costas norte del Perú durante esos meses fue diferente a las condiciones típicas de desarrollo del ENOS, aunque su manifestación fue similar (ENFEN 2017).

Tabla 1: Perjudicados y daños materiales generados por El Niño Costero de 2017, en todo el Perú

Perjudicados y daños materiales	
Damnificados	100,169
Afectados	627,048
Heridos	263
Desaparecidos	20
Fallecidos	75
Viviendas colapsadas	10642
Viviendas inhabitables	12126
Viviendas afectadas	134290

FUENTE: COEN (2017)

Tabla 2: Perjudicados y daños materiales generados por El Niño Costero de 2017 en Lambayeque, Piura e Ica

Perjudicados	Lambayeque	Piura	Ica
Damnificados	41237	18996	3643
Afectados	93486	255492	91808
Heridos	2	10	60
Desaparecidos	--	--	--
Fallecidos	3	6	--
Viviendas colapsadas	4483	2250	384
Viviendas inhabitables	4585	2161	511
Viviendas afectadas	19736	46222	20197

FUENTE: COEN (2017)

Tabla 3: Daños materiales generados por El Niño Costero de 2017 en las ciudades de Arequipa, Cajamarca, Huancavelica, Ancash y Lima

Ciudades	Km. De carreteras destruidas	Km. De carreteras afectadas	Puentes destruidos	Puentes afectados
Arequipa	271	275	10	44
Cajamarca	42	916	6	8
Huancavelica	91	433	14	31
Ancash	677	316	13	15
Lima	642	704	44	52

FUENTE: COEN (2017)

Con respecto a lo anterior, muchos estudios se han enfocado en la ocurrencia de ENOS en Perú (Sulca *et al.* 2018) por ejemplo, evaluaron el comportamiento del fenómeno ENOS en el Pacífico oriental y central, concluyendo que tiene diferentes impactos sobre las precipitaciones en América del Sur. (incluido Perú) y en la trayectoria atmosférica a través de la Zona de Convergencia del Pacífico Sur (ZCPS) y la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT), que son poco conocidas. Los autores también volvieron a analizar los datos durante el verano austral (diciembre a febrero) para el período 1980-2016, determinando anomalías secas a lo largo de los Andes tropicales y el norte de América del Sur, mientras que las anomalías húmedas prevalecieron en la parte sureste del continente (Taylor *et al.* 2008), por su parte, indicó que el ENOS fuerte y cálido de 1997-1998 ocurrido en la Bahía de Independencia (Perú), mostró un aumento en la temperatura superficial del mar de 10 °C, presentando mayores concentraciones de oxígeno y agua más clara, debido a la disminución de la concentración de fitoplancton. La generación de ENOS, en el Pacífico tropical causa una variación sobre los sistemas Océano-Atmósfera en el Pacífico Norte y el Atlántico Norte

(Wyrski 1975). ENOS es la señal más fuerte en la variación interanual del sistema Océano-Atmósfera, además, es un evento tropical que tiene un impacto en el clima mundial (Wang, 1999).

Estudios adicionales sobre ENOS, muestran que la divergencia del flujo de calor anómalo del océano, contribuyen tanto a los cambios en la circulación del océano como en la estructura térmica. La clave es una Termoclina superficial anómala poco profunda que mejora el enfriamiento por afloramiento y corrientes ecuatoriales anómalas hacia el oeste que mejoran la advección fría. Asimismo se ha demostrado que las anomalías de profundidad de la Termoclina son una respuesta a las anomalías de tensión del viento ecuatorial y que estas anomalías de la tensión del viento son una simple respuesta dinámica a las anomalías de la TSM ecuatorial (Seager *et al.* 2021). ENOS se distribuye en un rango más amplio de periodicidades que abarcan de 2 a 6 años, y que, durante los últimos 140 años, pasó de un modo de variabilidad interanual a uno plurianual cuasi regular, con una oscilación autosostenida (Pivotti 2021).

A pesar de los estudios antes mencionados, el conocimiento actual sobre el comportamiento del fenómeno ENOS y sus anomalías meteorológicas asociadas antes del inicio de los registros instrumentales es deficiente (NOAA 2017). Por lo tanto, se desconoce si se trata de un fenómeno significativamente estable o si ha habido eventos en el pasado en los que estuvo más inactivo o activo que en la actualidad. De manera similar, se desconoce si ENOS puede cambiar permanentemente a un ciclo de El Niño o La Niña. La investigación de estas cuestiones tiene implicaciones tanto en la reconstrucción de climas pasados como en la predicción de variaciones climáticas futuras. Además de la necesidad de comprender cómo funciona el ENOS, ha existido una variación del ENOS, denominada “El Niño Costero” (ENOS Costero), cuya ocurrencia no es común y su proceso de generación no está bien estudiado.

Por ello, esta investigación busca comprender el ENOS Costero y sus efectos, ya que actualmente no existe información precisa sobre la causa que lo genera, así como la interacción con otros fenómenos meteorológicos similares que potencian sus efectos. El conocimiento de la ocurrencia del ENOS Costero sería de gran importancia para la prevención, planificación y manejo de la agricultura, los recursos hídricos y los desastres

naturales. Por lo tanto, el objetivo de este estudio es determinar la ocurrencia de ENOS, pero como una variación definida como “ENOS Costero 2017”. Por lo tanto, nuestro enfoque fue principalmente analizar los diferentes tipos de índices oceánicos para determinar la ocurrencia de ENOS Costero.

Bajo este análisis surge las interrogantes de investigación que a continuación se detallan:

¿Los Índices Oceánicos existentes pueden ser utilizados para predecir la ocurrencia del ENOS Costero?

¿Cómo interactúan los Fenómenos atmosféricos El Niño Modoki, La Niña Modoki en la generación de El Niño Costero?

¿El ENOS Costero ocurrido en la zona norte del Perú en el año 2017, fue como consecuencia de la influencia de la Zona de Convergencia Intertropical ZCIT?

¿En base a los Índices Oceánicos existentes, es factible proponer un nuevo Índice Oceánico para determinar con anticipación la ocurrencia de un ENOS Costero?

El objetivo general de la presente investigación fue evaluar el proceso dinámico de ENOS Costero utilizando Índices Oceánicos, así como la influencia de la Zona de Convergencia Intertropical ZCIT.

Asimismo, los objetivos específicos planteados fueron:

- Evaluar los Índices Oceánicos en la predicción de la ocurrencia de ENOS Costero.
- Evaluar la interacción de los Fenómenos Atmosféricos; El Niño Modoki, La Niña Modoki en la generación de El Niño Costero.
- Analizar la influencia de la Zona de Convergencia Intertropical ZCIT, en la generación de ENOS Costero del 2017
- Proponer un nuevo Índice Oceánico para determinar con anticipación la ocurrencia de un ENOS Costero.

II. REVISIÓN DE LITERATURA

2.1. ANTECEDENTES

(Hamilton & Garciad(1986), realizaron una investigación de la literatura sobre lluvias e inundaciones en el Perú, durante los años 1541, 1578, 1614, 1624, 1652, 1701, 1720, 1728, 1747, 1763, 1770, 1791, 1804, 1814 y 1828, que son probables años de eventos importantes de ENOS. También menciona que sorprendentemente, algunas pruebas de las teleconexiones extratropicales de estos primeros eventos de ENOS se pueden encontrar en datos proxy de Japón, Canadá e Islandia.

(Weng *et al.*(2007), mencionan que el Fenómeno de El Niño Modoki, está caracterizado por el calentamiento anómalo del Pacífico Central Ecuatorial, flanqueado por Regiones frías en ambos lados del Este y Oeste.

(Ashok *et al.*(2007), efectuaron un Estudio usando datos observados durante el período de 1979-2005, en el cual encontró que los eventos de calentamiento anómalos son diferentes a los eventos convencionales de El Niño que ocurren en el Pacífico Ecuatorial Central. Este calentamiento único en el Pacífico Ecuatorial central asociado con un Patrón en forma de Herradura está flanqueado por una Anomalía de Temperatura de la Superficie del Mar (ATSM) más fría en ambos lados a lo largo del Ecuador, denominándolo también Niño Modoki (pseudo-El Niño) (“Modoki” es una palabra japonesa clásica, que significa “algo similar pero diferente”), a este Evento se le denomina como ENOS Modoki, Las variables oceánicas/atmosféricas sugieren que el debilitamiento de los vientos ecuatoriales relacionados con el gradiente de TSM debilitado, condujo a un mayor aplanamiento de la Termoclina. Esto parece ser una causa de la ocurrencia y persistente del Evento ENOS Modoki durante las últimas décadas.

Takahashi & Martínez (2019), mencionan que el Niño de 1925, fue el tercero más fuerte del siglo veinte de acuerdo a sus impactos en el pacífico oriental, asociado con fuertes precipitaciones en la costa norte del Perú y Ecuador en febrero-abril de 1925. En contraste a los eventos de 1982-1983 y 1997-1998, este fue un fuerte Evento Costero.

Rodríguez-Morata *et al.* (2019), manifiestan que las precipitaciones fuertes y devastadoras afectaron a gran parte del Perú durante el verano austral de 2016-2017. Estas lluvias favorecieron el deslizamiento generalizado de la tierra e inundaciones extensas, generando uno de los desastres más severos del Perú desde el evento El Niño de 1997-1998. La cantidad de lluvia registrada entre enero y marzo de 2017 solo se compara con los mayores eventos de El Niño de los últimos 40 años (es decir, 1982-1983 y 1997-1998) y superó el percentil 90 de los registros disponibles (1981-2017) durante gran parte de costas del norte y centro de Perú, la región andina y la Amazonía. La ocurrencia de estas fuertes lluvias fue considerado anómala, ya que ocurrió durante el primer verano austral después del desarrollo y la descomposición de un El Niño muy fuerte ocurrido en el 2015-2016. Los autores manifiestan que la causa probable de las precipitaciones anómalas está relacionada con la combinación de un período húmedo especialmente intenso sobre los Andes centrales relacionado con un anticiclón profundo y duradero ubicado adyacente a la costa chilena, y con el desarrollo inusual del calentamiento del agua frente a las costas de Perú en la región nominal de El Niño 1 + 2. Indicando que este calentamiento se ha relacionado con un debilitamiento anómalo del flujo occidental subtropical de nivel medio superior, que a su vez condujo a un debilitamiento de los vientos Alisios del sudeste de la costa, lo que dificulta el afloramiento cerca de la costa peruana y favorece el calentamiento del Pacífico oriental. Este desarrollo es contrario a la evolución habitual de TSM en el Pacífico ecuatorial oriental luego de eventos muy fuertes de El Niño, como los ocurridos en 1982-1983, 1997-1998 y 2015-2016.

Feng & Tung (2020), en una investigación realizada, indican que la diversidad **ENOS** se refiere a la aparición en las últimas décadas de diferentes tipos de El Niño en el Pacífico tropical: además de El Niño canónico, el tipo recién descubierto, llamado El Niño del Pacífico Central (PC), tiene su centro de calentamiento desplazado más hacia el Pacífico ecuatorial central. Actualmente se debate si estos tipos de ENOS son realmente distintos o si son diferentes manifestaciones. No se han aclarado los mecanismos para la aparición

reciente del tipo adicional de ENOS. Si bien anteriormente se afirmaba que el aumento de la ocurrencia de El Niño del PC en las últimas décadas se debió a los vientos alisios tropicales debilitados por el calentamiento global, los vientos alisios observados actualmente se han intensificado. También se indica que se ha encontrado que las características estadísticas esenciales de estos dos tipos de El Niño se pueden describir mediante solo tres modos fundamentales de la TSM pan-pacífica con diferentes proporciones:

- El ciclo ENOS,
- La contraparte pan-pacífica de la Oscilación Decadal del Pacífico (ODP) definida regionalmente, y un
- Nuevo modo climático denominado, Variabilidad del Pacífico Central (CPV).

Se muestra que El Niño PC puede ser descrito por la ODP y el CPV. Este último tiene un patrón de TSM cálido en forma de herradura en el Pacífico Central flanqueado por una TSM fría al este, más o menos similar a la definición original de ENOS Modoki (Ashok *et al.* 2007). En el Estudio se demuestra que El Niño en el Pacífico Central ocurre cuando el índice CPV es mayor a 0.5, y que la intensidad del modo CPV ha aumentado dramáticamente desde la década de 1970, probablemente como resultado de la intensificación de los vientos Alisios del este en el Pacífico Tropical, que inclina la Termoclina a lo largo del Pacífico Tropical y aumenta la TSM en el Pacífico ecuatorial central. Los Niños moderados son más propensos a estancarse en el Pacífico Central, convirtiéndose en El Niño PC.

Allan & D'Arrigo (2020), en su estudio, indican que los episodios extendidos o 'prolongados' de El Niño y La Niña se sugirieron por primera vez hace casi 20 años, y no han recibido la atención de otros aspectos de El Niño-Oscilación del Sur (ENOS) o de baja frecuencia similar al fenómeno ENOS. De igual modo se manifiesta que el Niño "prolongado" de 2014-2016 tuvo impactos sociales, agrícolas, ambientales y ecológicos muy severos, particularmente en las regiones del Pacífico occidental como el este de Australia, e indican que aunque los episodios de ENOS "prolongados" de cualquiera de las fases causan modulaciones similares del clima y el clima casi globales que durante eventos más "clásicos", los impactos asociados con episodios "prolongados" duran más, con fuertes influencias en el este de Australia. Esta última es una respuesta al predominio de TSM y las anomalías asociadas de teleconexión atmosférica durante los episodios ENOS "prolongados". Y se destaca que las anomalías de la TSM del Niño 4 registradas durante el

verano austral de 2016 fueron los valores más altos registrados.

Peng *et al.* (2019), realizaron un estudio relacionado al ENOS, ocurrido en marzo de 2017, indicando que la TSM frente al Perú aumentó por encima de los 28 °C, causando lluvias torrenciales que afectaron la vida de millones de personas. Este calentamiento costero es altamente inusual ya que se produjo con un estado débil de La Niña. También se explica que las observaciones y los experimentos con modelos oceánicos muestran que las ondas Kelvin descendentes causadas por fuertes vientos del oeste sobre el Pacífico ecuatorial, junto con vientos costeros anómalos del norte, son importantes y que los experimentos con modelos atmosféricos muestran que los vientos costeros anómalos son forzados por el calentamiento costero. Y tomados en conjunto, estos resultados indican una retroalimentación positiva en la zona del Perú entre el calentamiento costero, la convección profunda atmosférica y los vientos costeros, cuyos procesos acoplados proporcionan previsibilidad. En el mencionado Estudio se menciona que los modelos de predicción estacional capturaron el evento de lluvia extrema (inicializado el 1 de febrero de 2017), y las proyecciones del modelo climático indican que la frecuencia de El Niño Costero extremo aumentará con el calentamiento global

Carréric *et al.* (2020), manifiestan, si bien existe evidencia de que la actividad de ENOS aumentará en asociación con el aumento de la estratificación vertical debido al calentamiento global, los mecanismos subyacentes siguen sin estar claros. En este Estudio los autores investigan este problema utilizando las simulaciones del Proyecto de Conjunto del Modelo de Sistema Terrestre Comunitario de NCAR (CESM-LE) que se enfoca en fuertes eventos de El Niño del Pacífico Oriental (EP) que pueden estar asociados a inundaciones en el norte y centro de Perú. Se muestra que, en el clima más cálido, la duración de los eventos de EP El Niño fuertes que alcanzan su punto máximo en el invierno boreal se extiende por dos meses, lo que resulta en un número significativamente mayor de eventos en febrero-marzo-abril (FMA), la temporada cuando el clima de la zona de convergencia intertropical está en su ubicación más meridional. Esta mayor persistencia de eventos EP fuertes se interpreta como resultado de un proceso de recarga más fuerte y una retroalimentación de termoclina más efectiva en el Pacífico ecuatorial oriental debido a una mayor estratificación vertical media.

La aparición de fuertes eventos de EP El Niño que alcanzan su punto máximo en FMA representa una cuarta parte del aumento en la frecuencia de ocurrencia de eventos de precipitación extrema inducida por ENOS, mientras que un tercio resulta de eventos de El Niño débiles a moderados que desencadena eventos extremos de precipitación debido a que la TSM más cálida se acerca al umbral convectivo.

Elfattah (2006), ha realizado un estudio sobre distribución de probabilidad, en el cual indica que casos especiales de procesos físicos siguen la Distribución de Pareto y distribuciones generalizadas de valores extremos, en tal sentido en el presente Estudio se ha realizado una distribución de Pareto para seguir la ocurrencia de los ciclos ENOS y su intensidad de ocurrencia.

El Niño impacta profundamente las precipitaciones en las regiones de alta población. Esto exige una comprensión avanzada de los cambios en las precipitaciones inducidas por El Niño en el escenario futuro del calentamiento global. Sin embargo, hasta ahora, no existe consenso sobre los cambios futuros en las precipitaciones en latitudes medias influenciadas por El Niño. Mediante simulaciones de Inter comparación de Modelos Acoplados, se ha mostrado que los cambios futuros de precipitación están estrechamente vinculados a la respuesta de cada tipo de El Niño al cambio de la temperatura media de la superficie del mar (TSM) del Pacífico tropical (Yang *et al.* 2021).

Por otra parte, cuando las temperaturas de la superficie del mar exceden los 28 °C, se presentan precipitaciones de consideración, que trae consigo la ocurrencia de ENOS (Thomson *et al.* 2003). Los eventos ENOS, son la fuente más importante de variabilidad climática anual, los cuales involucran interacciones Océano-Atmósfera a gran escala y está a su vez relacionada con el fenómeno atmosférico denominado Oscilación del Sur, el cual consiste en una oscilación de la Presión Atmosférica en el Pacífico Occidental. La relación o acoplamiento entre estos fenómenos trae grandes consecuencias climáticas en gran parte del Mundo (Reyes 2001).

Los cambios en las anomalías de precipitación relacionadas con El Niño-Oscilación del Sur (ENOS) durante el siglo XX son poco conocidos. Se prevé que las anomalías de

precipitación relacionadas con ENOS sobre el océano Pacífico tropical se desplacen hacia el este durante el siglo XXI. Sin embargo, la diversidad entre modelos en la simulación y proyección de estos cambios no se ha estudiado completamente. Reanálisis de la circulación global del siglo XX indican cambios zonales de las anomalías de precipitación relacionadas con ENOS positivas y negativas, mientras que la precipitación reconstruida derivada de las observaciones sugiere una intensificación de las anomalías (Dai & Arkin 2021).

Nuestro conocimiento del comportamiento ENOS y sus anomalías meteorológicas asociadas (teleconexiones) antes del registro instrumental es deficiente. ¿Es un fenómeno muy estable o ha habido momentos en el pasado cuando estaba inactivo o más activo de lo que es hoy?, ¿Puede ENOS cambiar permanentemente hacia una fase?

Estas preguntas tienen implicaciones tanto para interpretar climas pasados como para predecir cambios climáticos futuros.

Hamilton (1986), utilizando evidencia documental, preparo una cronología de los eventos de El Niño en el Perú. Estos se basan principalmente en registros de inundaciones costeras peruanas generalmente asociadas con la ocurrencia de El Niño. La mayoría de la cronología que se extiende desde 1525 hasta el presente, sugiere que los fenómenos característicos de El Niño se han producido a lo largo de las colonizaciones españolas de América Latina con poca variación a largo plazo (Enfield & Luis 1991).

Los sedimentos llanos de inundación y las crestas de arena costera proporcionan evidencia de eventos de inundaciones extremas que afectaron la costa peruana antes del período histórico (Rollins & Sandweiss 1986). Canteras de arena a lo largo de la costa peruana que están asociadas con grandes inundaciones pueden remontarse a 4000 años

Antes del presente (AP), lo que sugiere que El Niño ha estado activo desde al menos desde ese momento (Rollins & Sandweiss 1986).

Por otro lado, un registro de la temperatura de la superficie del mar frente a las Islas Galápagos (basado en el coral) sugiere una ausencia de El Niño en el siglo XIX (Enfield & Luis 1991). Los eventos más importantes de El Niño ocurrieron en los años; 1912, 1926,

1983, 1997-1998 (Aceituno & Montecinos, 1993) y por consiguiente los eventos ENOS son aperiódicos y ocurren con una frecuencia de entre 2 y 10 años (Rasmusson & Carpenter 1982).

2.2. FASES DE EL NIÑO OSCILACIÓN DEL SUR (ENOS)

De acuerdo a las últimas investigaciones de la Oscilación del Sur ENOS, se ha determinado que existen diferentes fases El Niño tales como; El Niño Canónico, La Niña, El Niño Modoki, La Niña Modoki, El Niño Costero u Oriental, los cuales se describen a continuación:

2.2.1. La Fase Neutra

En el estado neutral (ni El Niño ni La Niña), los vientos alisios soplan de este a oeste a través de la superficie del océano Pacífico tropical trayendo aire cálido y húmedo y aguas superficiales más cálidas hacia el Pacífico occidental y manteniendo el océano Pacífico central relativamente fresco. La termoclina es más profunda en el oeste que en el este.

Las temperaturas cálidas de la superficie del mar en el Pacífico occidental bombean calor y humedad a la atmósfera superior. En un proceso conocido como convección atmosférica, este aire caliente se eleva hacia la atmósfera y, si el aire es lo suficientemente húmedo causa nubes de cumulonimbos y lluvia. Este aire ahora más seco viaja hacia el este antes de descender sobre el Pacífico tropical más frío del este. El patrón de aire que sube en el oeste y que cae en el este y moviéndose hacia el oeste en la superficie del Océano se conoce como la Circulación de Walker (L'Heureux *et al.* 2017) (Figura 1).

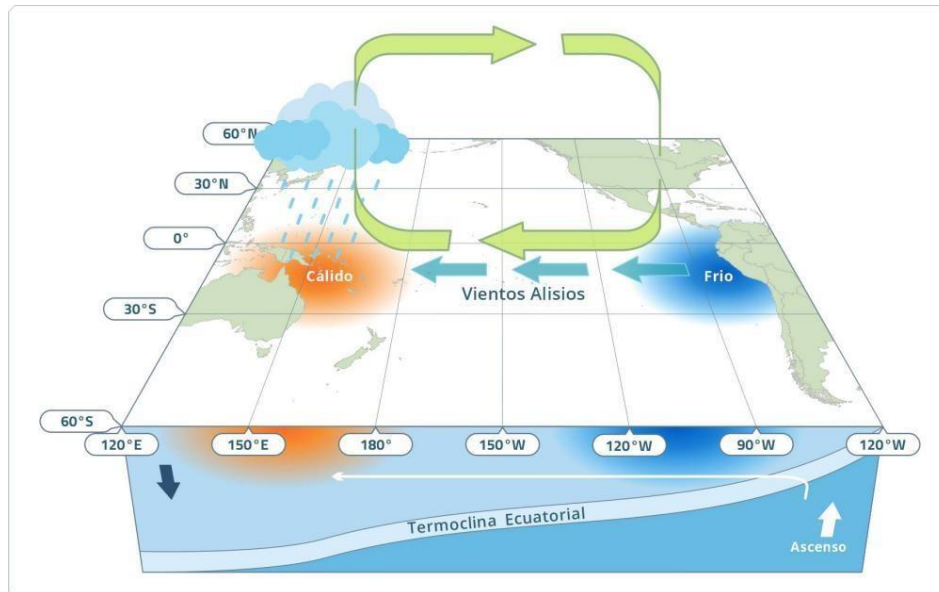


Figura 1: Fase Neutral (ENOS)

FUENTE: Adaptado de Bureau of Meteorology (2010), www.bom.gov.au

2.2.2. El Niño Canónico o Tradicional

Durante un evento de El Niño tradicional los vientos Alisios se debilitan o incluso pueden revertirse, lo que permite que el área de agua más cálida de lo normal se mueva hacia el océano Pacífico tropical central y oriental, estas temperaturas oceánicas más cálidas de lo normal se asocian con una profundización de la Termoclina en el Pacífico central y oriental. Una distinción minuciosa de El Niño y La Niña en sus dos formas podría ser crucial para comprender el surgimiento de fuertes anomalías hidrometeorológicas regionales y anticipar sus impactos ecológicos y socioeconómicos asociados (Wiedermann *et al.*, 2021) (Figura 2).

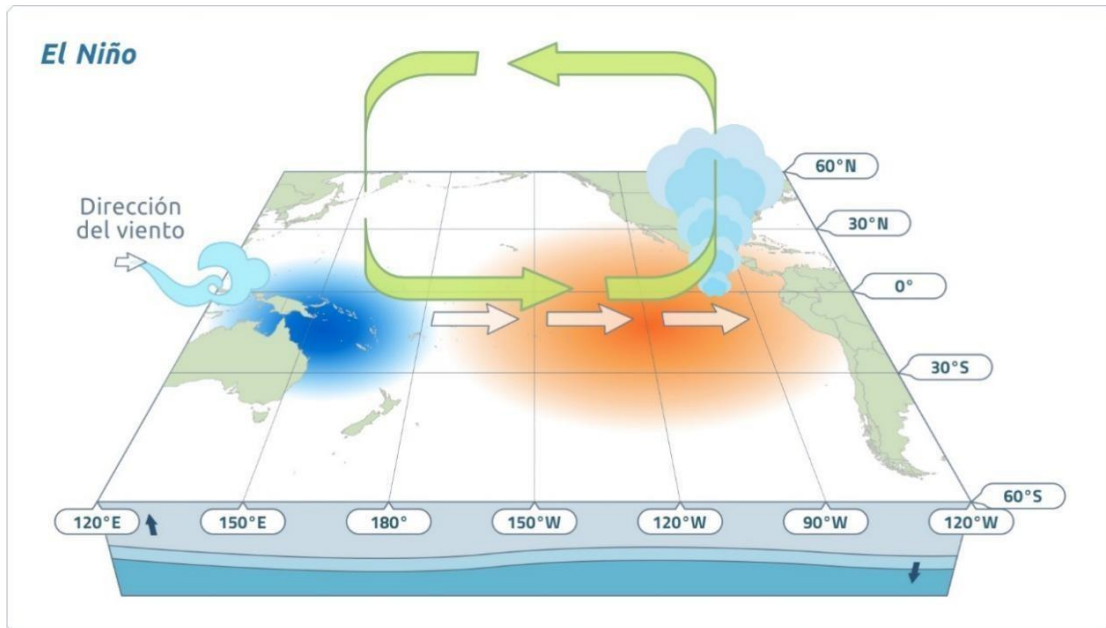


Figura 2: Fase El Niño Canónico o Tradicional

FUENTE: Adaptado de Bureau of Meteorology (2010), www.bom.gov.au

2.2.3. La Niña Tradicional

Durante un evento de La Niña la circulación Walker se intensifica con una mayor convección en el Pacífico occidental y Vientos Alisios más fuertes.

A medida que se fortalecen los Vientos Alisios la reserva de agua más cálida se limita al lejano Pacífico tropical, lo que da como resultado temperaturas de la superficie del mar más cálidas que las habituales en la región al norte de Australia.

La temperatura superficial del mar TSM en el océano Pacífico tropical central y oriental se vuelven más frías de lo normal y la termoclina se acerca más a la superficie y las aguas frías de las profundidades del océano se extraen a la superficie a medida que el afloramiento aumenta.

La convección y, por lo tanto, la nubosidad sobre la región al norte de Australia aumenta a medida que los vientos más fuertes proporcionan más humedad a la atmósfera suprayacente y la circulación de Walker se intensifica. Los eventos de La Niña están asociados con un aumento de las precipitaciones en gran parte del norte y este de Australia (Figura 3).

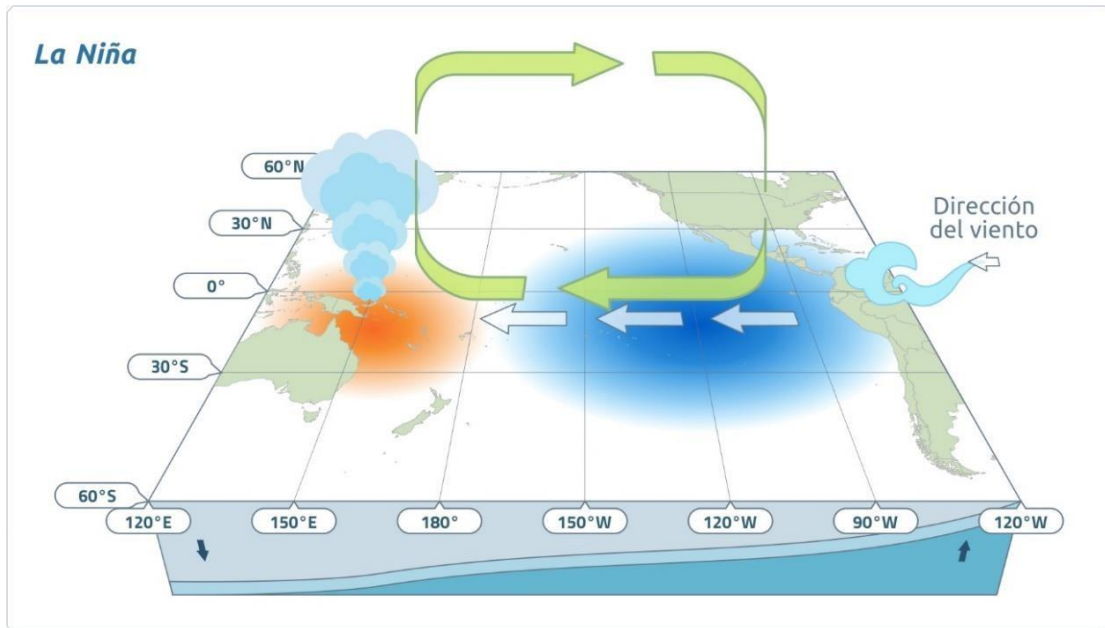


Figura 3: Fase La Niña

FUENTE: Adaptado de Bureau of Meteorology (2010), www.bom.gov.au

2.2.4. El Niño Modoki

El nombre " El Niño Modoki " fue acuñado por primera vez por el Científico Japonés Toshio Yamagata en el año 2004, mientras explicaba las causas probables tras las condiciones climáticas anormales sobre Japón. Modoki es una palabra japonesa clásica que significa “similar pero diferente”. Investigadores del Programa de Investigación de Variaciones Climáticas del Centro de Investigación de Fronteras para el Cambio Global (FRCGC) dirigido por Yamagata documentaron este fenómeno por primera vez. También se llama ENOS del Pacífico Central (CP-ENSO en inglés).

Usando 27 años de conjuntos de datos de observación se ha demostrado la existencia de El Niño Modoki como un fenómeno en el Pacífico tropical desde El Niño Canónico (Weng *et al.* 2007). El fenómeno El Niño Modoki se cuantifica mediante un Índice denominado El Niño Modoki (EMI), construido por Ashok (Ashok *et al.* 2007).

El fenómeno El Niño Modoki se caracteriza por una zona anormalmente cálida en el Pacífico ecuatorial central, flanqueado por regiones anormalmente frías tanto en el oeste como en el este, el cual durante la evolución involucra procesos acoplados océano-atmósfera que incluyen un patrón único de presión tripolar del nivel del mar. Dichos gradientes de TSM zonales dan como resultado una circulación anómala de dos células Walker en la Tropósfera,

(en lugar del Patrón Unicelular de El Niño convencional) sobre el Pacífico tropical con una región húmeda en el Pacífico central (Figura 4). La rama ascendente central de la Circulación Walker de doble celda está ubicada sobre el Pacífico ecuatorial central y la rama descendente occidental asociada está situada sobre Indonesia y el norte de Australia, por lo que es más efectiva para eliminar la lluvia australiana. Por lo tanto, la entidad total se denomina ENOS Modoki, los cuales influyen significativamente en la temperatura y la precipitación en muchas partes del mundo.

Los patrones de teleconexión sugieren que El Niño Modoki y El Niño son dos fenómenos diferentes tanto en el espacio como en el tiempo, así como sus impactos climáticos.

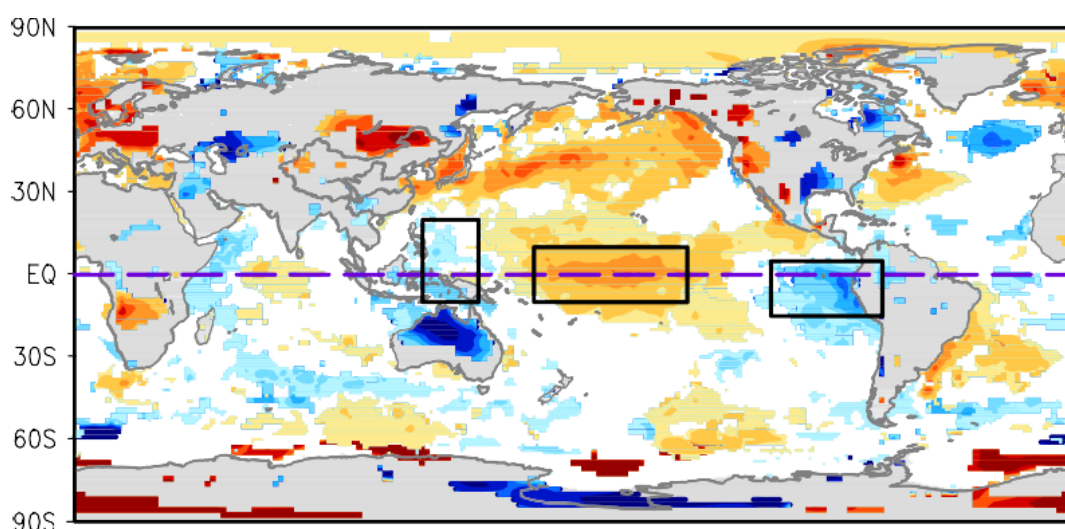


Figura 4: Mapa de TSM anómalos, para los tres eventos más grandes de El Niño Modoki (1994, 2002, 2004 y 2016)

FUENTE: Weng *et al.* (2007)

2.2.5. La Niña Modoki

En las últimas dos décadas se observó La Niña no tradicional, en la que el lugar habitual de la anomalía de temperatura (Niño 1 y 2) no se ve afectado, pero surge una anomalía en el Pacífico central (Niño 3.4) (Figura 5).

El fenómeno se llama La Niña en el Pacífico Central (PC), o La Niña "Modoki" algunos científicos argumentan que ENOS existe a menudo como tipos híbridos.

La Niña Modoki, una anomalía anormalmente fría, es eficaz para desplazar la convección hacia el oeste y este, causando un aumento de las precipitaciones de otoño en el noroeste de Australia en lugar del este como en La Niña convencional.

El reciente descubrimiento de ENOS Modoki, algunos científicos creen que está relacionado con el calentamiento global, sin embargo, los datos satelitales completos se remontan solo desde el año 1979, pero en general no hay consenso científico sobre cómo o si el cambio climático puede afectar a ENOS (Collins *et al.* 2010).

Los eventos fuertes de La Niña Modoki ocurrieron en los años; 1973-74, 1975-76, 1983-84, 1988-89, 1998-99, 2000-01, 2008-09, 2010-11 y 2016-17 (Yuan & Yan 2013).

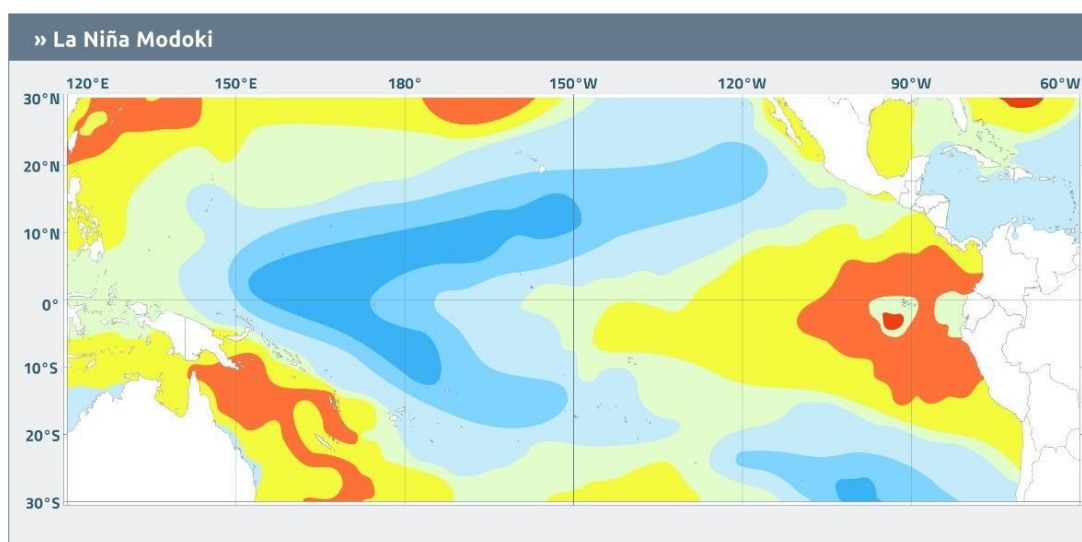


Figura 5: Mapa de emplazamiento de La Niña Modoki

FUENTE: Adaptado de (Cai & Cowan, 2009)

2.2.6. Eventos Costeros

Ocurre en las regiones Niño 1 y 2 que corresponden al Pacífico oriental costero, por lo que se manifiesta en el mar de Perú y Ecuador. El análisis y experimentos con modelos sugieren que un forzamiento atmosférico a principios de 2017, que estaba moderadamente relacionado con el índice Trans-Niño (TNI), inició el calentamiento local de la TSM a lo largo de la costa del Perú que luego se expandió al Ecuador. El calentamiento localizado de la TSM proporcionó una respuesta positiva al debilitamiento de los vientos alisios,

generando condiciones de precipitaciones en la costa peruana (Son *et al.* 2020). Estos eventos costeros no estarían directamente relacionados con la Oscilación del Sur, sin embargo, un evento costero suele presentarse al inicio o al final de un evento global; por ejemplo, el Niño costero de 1925 precedió al Niño global de 1925-26, mientras que El Niño costero del 2017 sucedió al Niño global de 2014-16.

Como ejemplo de estas variantes, se puede observar que en el evento de El Niño de 1997-98 de gran envergadura, empezó como un Niño costero débil en abril de 1997 que pasa luego a muy fuerte en mayo; El Niño fue creciendo hacia el oeste hasta definirse El Niño global muy fuerte en agosto del mismo año que duró hasta enero de 1998; seguidamente, en junio de 1998 El Niño va desvaneciéndose a manera de un Niño costero fuerte, mientras que al mismo tiempo aparece La Niña Modoki de débil a fuerte. Finalmente, para agosto del mismo año El Niño está extinguido y se ha establecido La Niña Modoki muy fuerte en la región oceánica Niño 3.4 (IMARPE 2018).

2.3. ÍNDICES PARA DETERMINAR LA PRESENCIA DE ENOS

Existen diferentes tipos de Índices para monitorear el Pacífico tropical y por consiguiente la presencia de ENOS, entre los principales índices tratados en el presente estudio son: Índice Niño Modoki (EMI), Índice Trans Niño (TNI), Índice Niño Oceánico (ONI), Índice Costero 1+2 e Índice Decadal del Pacífico (ODP). Todos estos son Índices oceánicos basados en las anomalías de TSM, mientras que el Índice Oscilación Sur (SOI), está relacionado con la Presión Atmosférica (Trenberth & Stepaniak 2001). Describiremos a continuación la ODP, por ser su proceso de generación diferente a los demás Índices.

La variabilidad climática interdecadal sobre el Pacífico Norte se investiga utilizando un Índice de Oscilación Decadal del Pacífico anual reconstruido de 298 años durante 1700–1997. En estudios realizados se determinaron que su componente interdecadal se puede descomponer en variaciones bidecadales (~ 20 años), tridecenales (~ 30 años) y multidecenales (~ 60 años) a través del filtrado de paso de banda (Masaki Hamamoto 2021). En general se menciona que la ODP puede estar en una fase fría (1945–1977) o en una fase cálida (1925–1944, 1978–presente). Algunos sugieren que la ODP cambió de fase a mediados de la década de 1990 (Deser *et al.* 2015).

La ODP ha sido descrito como una fluctuación (variabilidad climática) de largo período en el océano Pacífico, el cual afecta principalmente la cuenca del Pacífico y el clima de América del Norte. Desde el punto de vista oceanográfico y atmosférico, la ODP sería el marco de fondo para otras oscilaciones de menor período, tal como (ENOS). Una de las diferencias entre ambas oscilaciones es la escala temporal. La duración típica de las fases ENOS oscila entre 1 y 2 años, mientras que las fases de la ODP son del orden de 10 a 20. La otra diferencia es la escala espacial (las regiones que parecen influenciar desde el punto de vista climático). ENOS influye sustancialmente en el clima tropical, mientras la ODP afecta al Pacífico norte y al continente norteamericano.

La ODP consta de una fase positiva (o cálida) y una fase negativa (o fría). Las alteraciones climáticas más importantes en el continente americano van a suceder cuando la ODP y ENOS estén en fase. Es decir, cuando las fases cálidas de la ODP coincidan con eventos El Niño fuertes o extraordinarios y las fases frías coincidan con eventos La Niña intensos.

2.4. ZONA DE CONVERGENCIA INTERTROPICAL (ZCIT)

La ZCIT, es un componente importante del cinturón de lluvia tropical, los cuales muestran variaciones coherentes del campo global de la TSM y vinculadas a la dinámica de ZCIT (Wolf *et al.* 2021). La ZCIT se expresa como una banda de fuerte convección alrededor del ecuador con fuertes precipitaciones asociadas. La ZCIT migra anualmente al hemisferio más cálido, y el grado en que se aleja del ecuador varía de un año a otro y a través de los diferentes océanos y continentes. Estas variaciones afectan drásticamente las lluvias y las sequías en el área ecuatorial y más allá (Elsesmuller 2021).

Las diferencias sectoriales en la respuesta de la ZCIT son especialmente extensas y abarcan aproximadamente dos tercios del mundo. La respuesta contrastante de la ZCIT se puede resumir como un cambio hacia el norte sobre el este de África y el océano Índico y un cambio hacia el sur sobre el este del océano Pacífico, América del Sur y el océano Atlántico. La ZCIT está impulsada por un alto calentamiento de la TSM cerca del Ecuador sobre los océanos Pacífico oriental y Atlántico que sirve como atracción para un desplazamiento hacia el sur de la ZCIT desde su posición actual (Deser *et al.* 2015) (Figura 6).

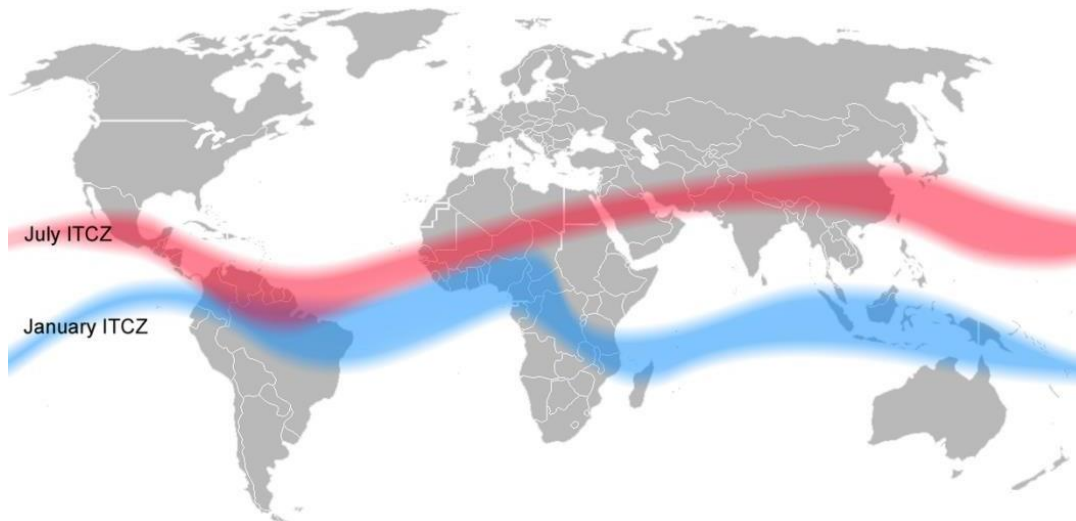


Figura 6: Zona de convergencia intertropical ZCIT; durante el verano se desplaza al norte (en rojo), y al sur durante el verano austral (en azul), siguiendo la ubicación de aguas más cálidas que a su vez refleja las variaciones en la radiación solar

FUENTE: Mats Halldin (2006).

2.5. INTERACCIÓN ENTRE EL CICLÓN TROPICAL (CT) Y CICLÓN EXTRA TROPICAL (CET)

La ocurrencia de ENOS y la Interacción entre los CT (masas de aire húmedo) y CET (masas de aire frío), han intensificado la ocurrencia de las fuertes precipitaciones que han ocurrido en el País, (Camargo *et al.* 2007). Los CET, (de baja presión atmosférica de escala sinóptica), localizados en las latitudes medias de la Tierra, están vinculados a los frentes y gradientes térmicos horizontales, como el contraste de temperatura entre masas de aire frío y cálido (Camargo *et al.* 2007). Los CET junto con los Anticiclones, mueven el tiempo sobre muchas partes de la Tierra, produciendo nubosidad y tormentas.

En la Figura 7, se puede visualizar la Zona de Convergencia Intertropical “ZCIT” (línea de color rojo), la zona de alta presión subtropical y las bajas subpolares. La formación de esta banda de Baja Presión es el resultado de la calefacción solar y la convergencia de los vientos alisios. En enero, la zona de convergencia intertropical se encuentra al sur del Ecuador, durante este período de tiempo, el hemisferio sur se inclina hacia el Sol y recibe mayores insumos de radiación de ondas cortas. Las curvas en la línea ocurren debido a las diferentes características de calentamiento de la tierra y del agua.

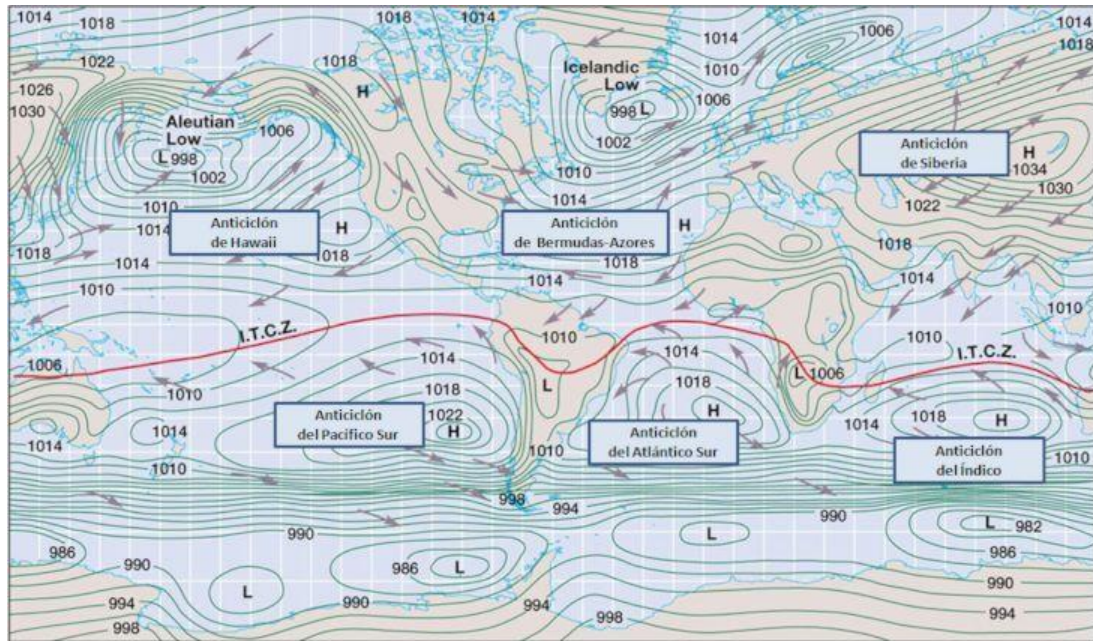


Figura 7: Centros de Presión Atmosférica al nivel del mar en enero (Centros de Alta presión-H) y (Centros de Baja presión-L). La línea roja representa la zona de convergencia intertropical (ZCIT)

FUENTE: <http://www.geog.ucsb.edu>

2.6. RETROALIMENTACIÓN VIENTO-EVAPORACIÓN-TSM

El flujo de calor latente afecta las variaciones de TSM, en una retroalimentación positiva entre la Velocidad del Viento en la Superficie y la TSM, que funciona a través de la evaporación, que se denomina Velocidad del Viento – Evaporación – Retroalimentación TSM (VVE-TSM), a través del cual la Atmósfera interactúa termodinámicamente con el Océano a través del flujo de calor superficial (Wang *et al.* 1999).

Se cree que la retroalimentación de la (VVE-TSM) juega un papel importante en la variabilidad del clima tropical, la variabilidad interanual sobre los océanos tropicales profundos, así como la propagación hacia el oeste del ciclo anual ecuatorial (Mahajan *et al.* 2009).

Sobre los océanos tropicales, la retroalimentación termodinámica (VVE-TSM), se ha propuesto que es uno de los mecanismos que causan las oscilaciones decadales sobre el Atlántico tropical (Ping *et al.* 1997). Un modo meridional análogo también se encuentra en el Pacífico (Yukimoto *et al.* 2000).

Trabajos recientes revelan que la circulación de Pacific Walker (WC) es un componente importante del sistema climático global. Conecta la variabilidad de la TSM con las variabilidades climáticas de las otras cuencas oceánicas a las latitudes medias y altas (Xin-Yue *et al.* 2021).

Además, al analizar simulaciones de intercomparación de Modelos acoplados muestran que los cambios futuros de precipitación están estrechamente vinculados a la respuesta de cada tipo de El Niño al cambio de la temperatura media de la TSM del Pacífico tropical. Un cambio de la TSM media similar al de La Niña intensifica los eventos de El Niño en toda la cuenca, lo que provoca aproximadamente un 20% más de precipitación en el este de Asia y América del Norte a través de la mejora del transporte de humedad. Mientras tanto, un cambio de la TSM media similar a El Niño genera eventos de El Niño en el Pacífico oriental más frecuente, lo que aumenta las precipitaciones en América del Norte. Estos hallazgos destacan la importancia de la proyección media de la TSM para influir en los tipos de El Niño y su impacto remoto sobre la precipitación (Yang *et al.* 2021).

2.7. MECANISMOS OCEÁNICOS

Se ha propuesto que, en la generación de El Niño, como por ejemplo de 1997-98. En el Pacífico oriental, son tres los factores principales contribuyentes al calentamiento:

- Enfriamiento mediante intercambios con el subsuelo (advección vertical, mezcla y arrastre),
- El forzamiento atmosférico,
- Los remolinos (principalmente las olas de inestabilidad tropical)

En el Pacífico central-occidental, la zona de advección por corrientes de baja frecuencia se convierte en el principal contribuyente. Se descubrió que las ráfagas de viento del Oeste (en diciembre de 1996 y marzo y junio de 1997) desempeñaron un papel decisivo en la aparición de El Niño 1997-98, ellos contribuyeron al calentamiento temprano en el Pacífico oriental debido a que el hundimiento de las ondas Kelvin disminuyeron la refrigeración subsuperficial (Vialard *et al.* 2001).

Pero es principalmente a través de la advección hacia el este de la acumulación de agua

caliente que generaron anomalías de TSM en el Pacífico central. En el Pacífico occidental, debido a la termoclina menos profunda que la normal, estos vientos del este enfriaron la TSM por procesos verticales.

En el Pacífico central, los vientos del este empujaron la acumulación de agua cálida hacia el oeste. En el este, condujeron a una termoclina más superficial, que finalmente permitió que se reanudara el enfriamiento subsuperficial y enfríe rápidamente la capa de la superficie (Vialard *et al.* 2001).

Chang *et al.* (1997), sugieren que los vientos alisios debilitados al norte del Ecuador reducen la evaporación de la superficie, actuando de este modo para fortalecer el Gradiente de TSM inicial. Al sur del Ecuador, los intercambios del sudeste se aceleran, aumentando el enfriamiento evaporativo superficial. En los subtrópicos, se forman más nubes de bajo nivel sobre anomalías negativas de TSM, reduciendo la radiación neta en la capa oceánica mixta que causa más enfriamiento y más nubes, etc.

Al sur del Ecuador, la retroalimentación positiva resultante de la correlación negativa de la nube TSM-baja da como resultado aproximadamente un aumento del 10% en la capa de nubes o una reducción de 20 Wm^{-2} en la radiación solar entrante en la superficie por cada $1 \text{ }^{\circ}\text{C}$ de incremento en la TSM. Este mecanismo de retroalimentación de nubes bajas en la TSM es significativamente más débil en el Atlántico tropical septentrional (Greischar 1993).

Por otro lado, la poca profundidad de la capa en cuestión indica que si el calentamiento fuera local como consecuencia de los flujos de energía a través de la interfaz océano-atmósfera, entonces podría ocurrir en forma relativamente rápida. Esto es consistente con el aumento abrupto de TSM, que en la costa de La Libertad ascendió de $17 \text{ }^{\circ}\text{C}$ a $27 \text{ }^{\circ}\text{C}$ en solo dos semanas a partir de mediados de enero del 2017 (ENFEN 2017).

Acoplamiento Atmósfera-Océano

ENOS surge del acoplamiento Atmósfera-Océano, dicho acoplamiento involucra anomalías del viento en la superficie y de la TSM, así como la fluctuación de la Termoclina y juega un papel importante en la evolución de ENOS (Deser *et al.* 2015). La temperatura observada en

profundidad a lo largo del Pacífico Ecuatorial, y considerando la Isotherma 20 °C (D20), se usa frecuentemente para representar la profundidad de la Termoclina (Figura 8).

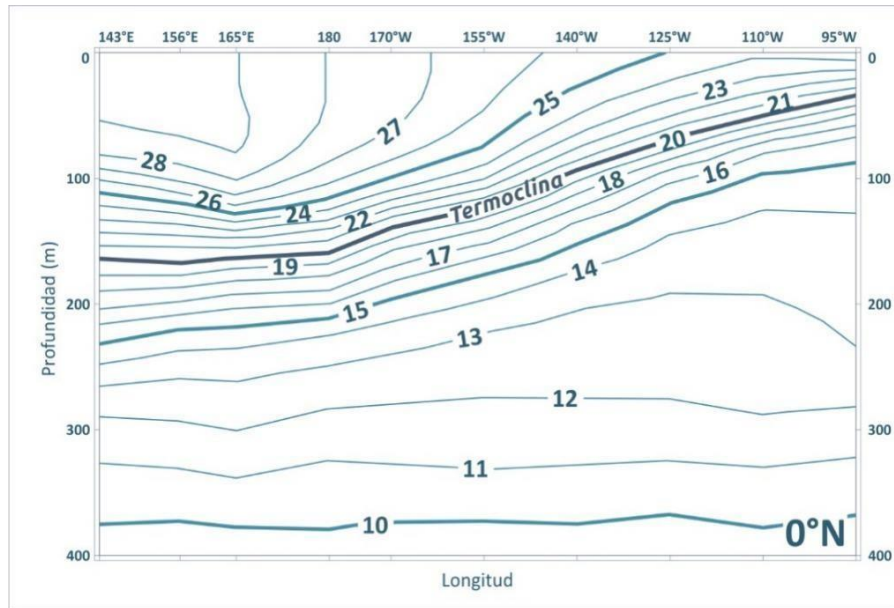


Figura 8: Esquema de la ubicación en profundidad de la gradiente zonal de la Termoclina a lo largo del Pacífico ecuatorial, denominado D20

FUENTE: Adaptado de Clarke *et al.* (2010)

La gradiente zonal de la anomalía D20, está vinculado al modo de variación de la Termoclina o a la variación de la pendiente de la Termoclina a lo largo del Pacífico Ecuatorial y está en equilibrio con la anomalía del esfuerzo del viento zonal en el Pacífico Ecuatorial central, como la región Niño-3.4 (Clarke *et al.* 2010), según el cual, el modo de inclinación varía en fase con ENOS (Índice Niño-3.4).

Se ha construido un nuevo modelo conceptual para ENOS, basado en la retroalimentación positiva del océano tropical: interacción de la Atmósfera propuesta por Bjerknes como mecanismo de crecimiento y recarga-descarga del contenido de calor ecuatorial. El modelo combina la dinámica TSM y la dinámica de ajuste del Océano en un oscilador de recarga acoplado en toda la Cuenca que se basa en el no equilibrio entre la profundidad de la Termoclina ecuatorial media zonal y la tensión del viento (Figura 9). El calentamiento y enfriamiento de la Atmósfera se produce a través de anomalías de una profunda convección atmosférica.

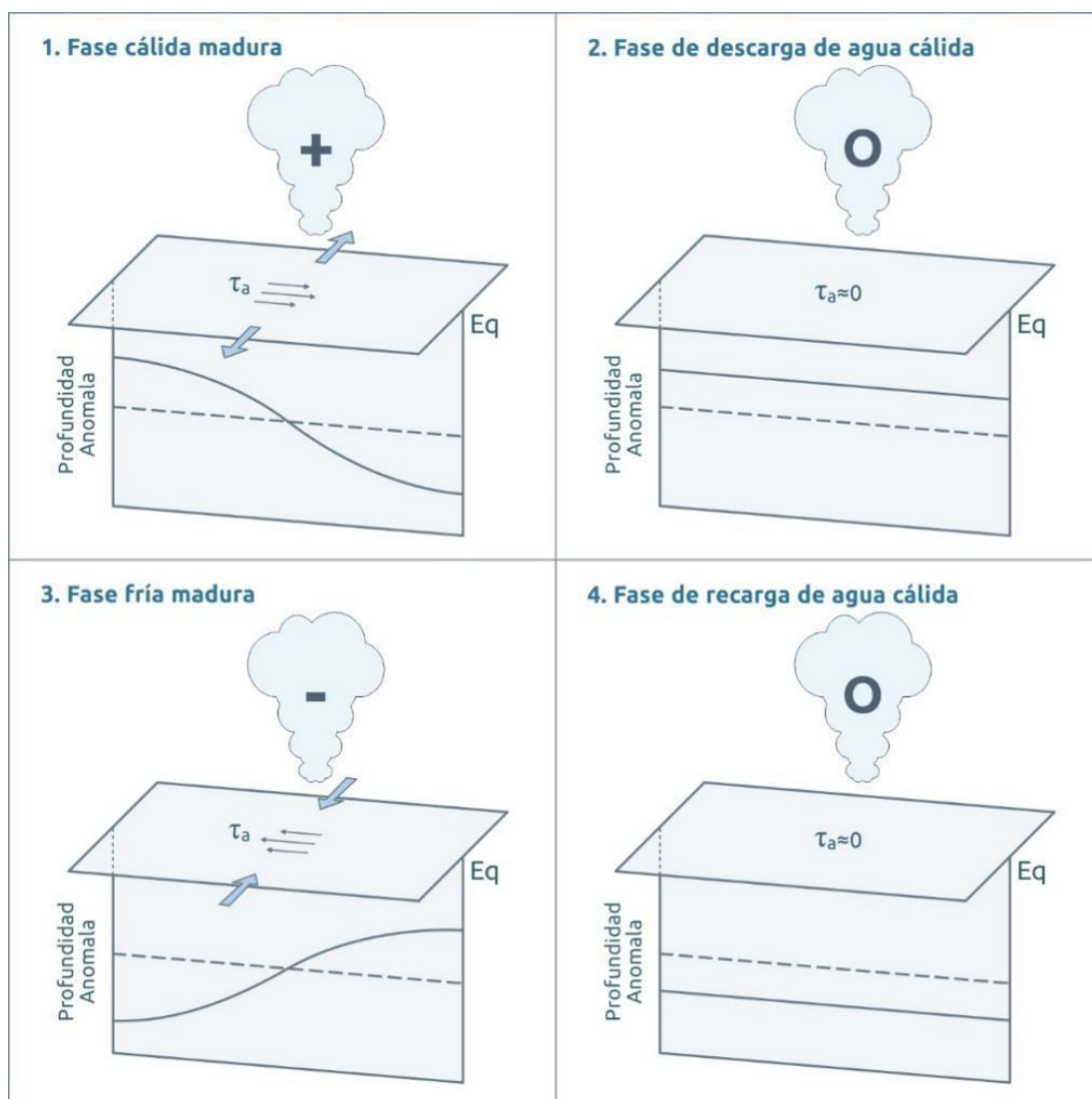


Figura 9: Esquema idealizado del oscilador de descarga / recarga

Nota: Líneas discontinuas representan la anomalía de profundidad de la termoclina cero. Las líneas sólidas denotan la anomalía de profundidad de la termoclina real. La notación +/- y cero denota anomalías positivas, negativas y cero. Las flechas delgadas en la superficie son anomalías del viento ecuatorial zonal, impulsadas por la profunda convección atmosférica, disminuyen meridionalmente con la latitud. Las flechas gruesas; son anomalías resultantes del bucle por la tensión del viento, impulsan el transporte del océano meridional

FUENTE: Adaptado de Clarke *et al.* (2010).

III. MATERIALES Y MÉTODOS

3.1. MATERIALES

3.1.1. Área de estudio

El área en general corresponde a la zona ecuatorial del Pacífico y del Atlántico, así como la zona de convergencia intertropical ZCIT de ambos hemisferios y la parte afectada comprende a la zona norte del Perú, donde se presentó El Niño Costero durante los meses de enero a marzo de 2017 (Figura 10). Durante estos meses, el fuerte calentamiento se desarrolló en el océano Pacífico Tropical Oriental, (calidez anormal) y que dio lugar a lluvias inusualmente fuertes en el norte del Perú, en relación con los principales eventos de El Niño en 1997-98 y 1982- 83 (Colas *et al.* 2008).

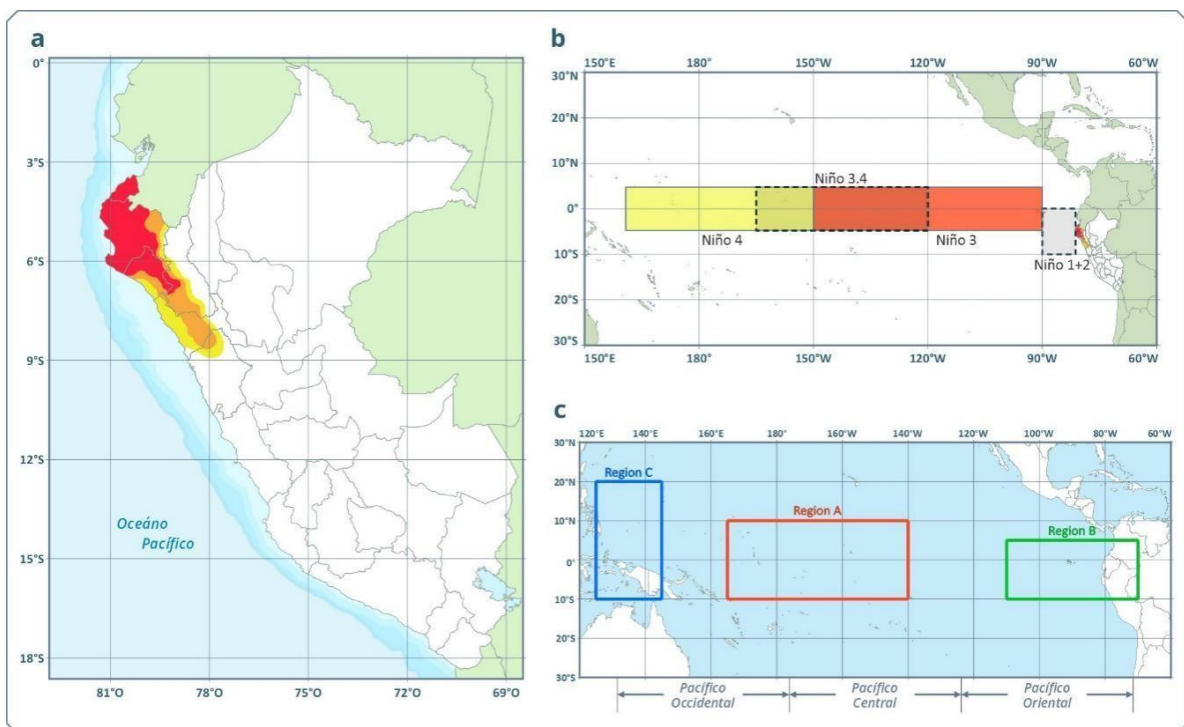


Figura 10: (a) Mapa de ubicación de la zona de Estudio. (b) Regiones ENOS 4, 3.4, 3, 1+2. (c) Regiones Oceánicas del Índice EMI

Para el desarrollo del presente Estudio, se ha usado los Índices oceánicos que definen la ocurrencia de ENOS, con la finalidad de determinar cuál de estos Índices es el que mejor determina la ocurrencia de El Niño Costero.

3.1.2. Datos de los Índices del Fenómeno El Niño (ENOS)

Para el análisis de ENOS 2017, se ha utilizado los datos de las Regiones ENOS, el cual es una medida estandarizada, donde el Pacífico Ecuatorial está dividido en Regiones a partir del cual se deduce la presencia de El Niño o La Niña.

La Tabla 4, enumera la extensión geográfica de las regiones de El Niño (Figura 11) descritas en el presente Estudio.

Tabla 4: Extensión geográfica de las Regiones de El Niño

Regiones Niño	Rango-longitud	Rango-latitud
1+2	90°W-80°W	10°S-0°
3	150°W-90°W	5°S-5°N
3.4	170°W-120°W	5°S-5°N
4	160°E-150°W	5°S-5°N

FUENTE: http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/stuff/ensoyears.shtml

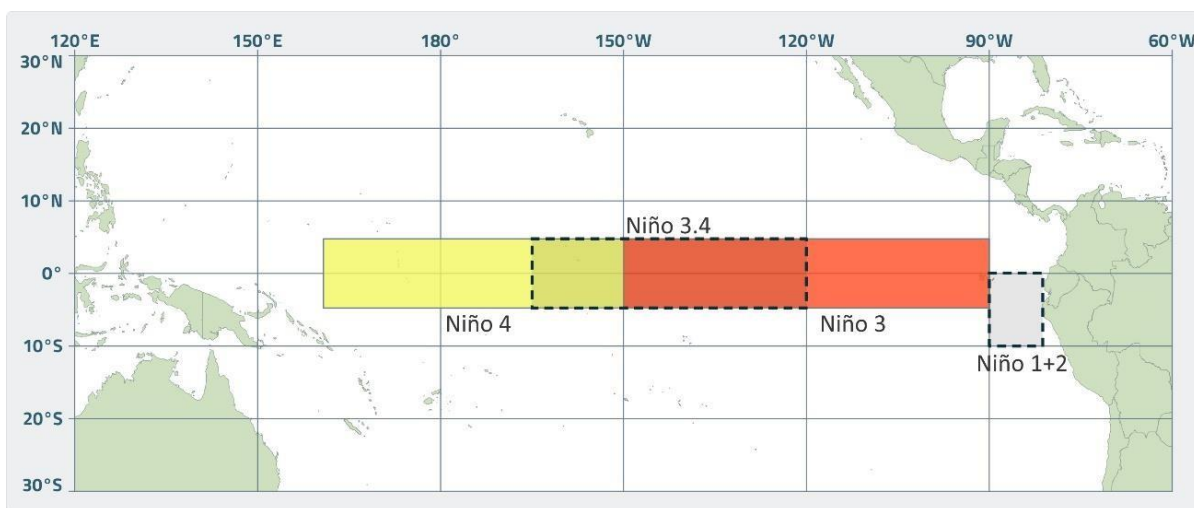


Figura 11: Mapa de las Regiones ENOS

FUENTE: Centro de predicción Climática NCEP/NOAA

Adicionalmente se tiene otros Índices que también definen los diferentes tipos de la

ocurrencia de ENOS, los cuales se describen en las siguientes secciones;

3.1.2.1. Datos del Índice Niño Modoki; EMI

Usando conjuntos de datos observados (1979–2005), se encontró que los eventos de calentamiento anómalos diferentes a los eventos de El Niño convencionales ocurren en el Pacífico ecuatorial central. Este calentamiento único en el Pacífico ecuatorial central asociado con un patrón de herradura está flanqueado por una anomalía de TSM más fría en ambos lados a lo largo del Ecuador. En la Tabla 5, se muestran los valores del Índice EMI, que se han utilizado para el análisis estadístico y su relación en la determinación de El Niño Costero. Los datos utilizados están disponibles en: http://www.jamstec.go.jp/frsgc/research/d1/iod/modoki_home.html.en

Tabla 5: Datos de Índice EMI, durante los años 2016 y 2017

Año	Mes	REGIÓN_A	REGIÓN_B	REGIÓN_C	EMI
2016	1	1.35	1.94	0.35	0.20
	2	1.21	1.29	0.34	0.40
	3	1.11	1.33	0.53	0.18
	4	0.94	0.77	0.55	0.28
	5	0.74	0.71	0.70	0.03
	6	0.65	0.74	0.87	-0.16
	7	0.50	0.41	0.90	-0.16
	8	0.31	0.27	0.90	-0.27
	9	0.22	0.56	0.96	-0.54
	10	0.02	0.30	0.93	-0.60
	11	0.05	0.37	0.81	-0.54
	12	0.14	0.29	0.71	-0.36
2017	1	0.18	0.64	0.76	-0.51
	2	0.23	1.08	0.53	-0.58
	3	0.18	1.12	0.60	-0.68
	4	0.36	0.81	0.53	-0.32
	5	0.43	0.58	0.63	-0.17
	6	0.51	0.26	0.64	0.06
	7	0.52	0.09	0.72	0.11
	8	0.43	-0.12	0.90	0.04
	9	0.23	-0.69	0.73	0.21
	10	0.20	-0.63	0.71	0.16
	11	0.08	-0.81	0.63	0.17
	12	-0.08	-0.86	0.76	-0.03

Nota: REGIÓN_A; corresponde a la región Niño 4 y Niño 3.4. REGIÓN_B; corresponde a la región Niño 1+2. REGIÓN_C; Corresponde a la zona Indo Pacífico

FUENTE: Japan agency for marine-earth science and technology

3.1.2.2. Datos del Índice Trans Niño; TNI

Los datos considerados del Índice TNI son del 2016 y 2017 (Tabla 6). Los datos se encuentran disponibles en: www.esrl.noaa.gov/psd/data/climateindices/List/#TNI.

Tabla 6: Valores del Índice TNI, del 2016 al 2017

Año	Mes	TNI
2016	1	-1.63
	2	-1.80
	3	-1.95
	4	-1.98
	5	-1.76
	6	-1.44
	7	-0.97
	8	-0.51
	9	-0.10
	10	0.32
	11	0.69
	12	1.10
2017	1	1.45
	2	1.47
	3	1.23
	4	0.59
	5	-0.27
	6	-1.15
	7	-1.58
	8	-1.93
	9	-1.85
	10	-1.74
	11	-1.55
	12	-1.26

FUENTE: NOAA, Climate Prediction Center (CPC)

3.1.2.3. Datos del Índice Niño Oceánico; ONI

El Índice de Niño Oceánico es el estándar que NOAA utiliza para identificar eventos cálidos (El Niño) y fríos (La Niña) en el Océano Pacífico Tropical. El Índice ONI, usa la misma región que el Índice Niño 3.4. Los datos ONI utilizados son de los años 2016 al 2017, para determinar su correlación con la presencia de El Niño Costero (Tabla 7).

Los datos ONI, se encuentran disponibles en: https://www.esrl.noaa.gov/psd/gcos_wgsp/Timeseries/Data/nino34.long.data

Tabla 7: Valores del Índice ONI, del 2016 al 2017

Año	Mes	Índice ONI
2016	1	2.5
	2	2.2
	3	1.7
	4	1.0
	5	0.5
	6	0.0
	7	-0.3
	8	-0.6
	9	-0.7
	10	-0.7
	11	-0.7
	12	-0.6
2017	1	-0.3
	2	-0.1
	3	0.1
	4	0.3
	5	0.4
	6	0.4
	7	0.2
	8	-0.1
	9	-0.4
	10	-0.7
	11	-0.9
	12	-1.0

FUENTE: NOAA Climate Prediction Center (CPC)

3.1.2.4. Datos del Índice Costero; 1+2

En la Tabla 8, se describen los datos del Índice 1+2, este Índice se encuentra en la parte nor occidental del Perú, y probablemente debería describir mejor la ocurrencia del fenómeno de El Niño Costero. Los datos se encuentran disponibles en https://www.esrl.noaa.gov/psd/gcos_wgsp/Timeseries/Data/nino12.long.anom.data

Tabla 8: Datos del Índice 1+2, durante los años 2016 y 2017

Año	Mes	Índice 1+2 °C
2016	1	1.82
	2	1.09
	3	1.10
	4	0.29
	5	0.45
	6	0.52

«continuación»

	7	-0.06
	8	0.19
	9	0.25
	10	-0.03
	11	-0.08
	12	0.02
2017	1	0.33
	2	0.92
	3	1.56
	4	0.49
	5	0.25
	6	0.20
	7	-0.46
	8	-0.76
	9	-1.28
	10	-1.32
	11	-1.44
	12	-1.54

FUENTE: NOAA, Climate Prediction Center (CPC)

Datos diarios del Índice Costero El Niño 1+2

Para evaluar las características de la ocurrencia del Niño Costero, se ha tomado los valores de TSM del Índice 1+2 (zona norte del Perú) de 2016. En la Tabla 9, se describen los valores diarios de TSM (enero a marzo de 2016), esto con la finalidad de efectuar una comparación de lo que ocurrió un año antes de que se presente el evento de 2017.

Tabla 9: Valores diarios de TSM, Zona Norte del Perú, (Región 1+2), (enero a marzo, 2016)

Días	Enero	Febrero	Marzo
	°C	°C	°C
1	25	26	27
2	25	26	27
3	25	26	27
4	25	26	27
5	25	26	27
6	25	26	27
7	25	26	27
8	25	27	28
9	25	27	28
10	25	27	28
11	25	26	28

«continuación»

12	25	26	28
13	25	27	28
14	25	27	27
15	25	27	27
16	25	27	28
17	25	27	28
18	26	27	28
19	26	27	28
20	26	27	27
21	26	27	27
22	26	27	27
23	26	27	27
24	26	27	27
25	26	27	27
26	26	27	27
27	26	27	26
28	26	27	26
29	26	27	26
30	26		26
31	26		26
Promedio	25.5	26.7	27.2

FUENTE: Physical Oceanography Distributed Active Archive Center, PODAC

De igual modo se han tomado valores diarios de la TSM (Región 1+2), de los meses de enero a marzo de 2017, (Tabla 10). Es importante tener en cuenta que el evento de 2017 ha sido catalogado como Niña Modoki, el cual a su vez genero El Niño Costero

Tabla 10: Valores diarios de TSM, Zona Norte del Perú, (Región 1+2), durante los meses de enero a marzo de 2017

Días	Enero	Febrero	Marzo
	°C	°C	°C
1	23	28	29
2	23	28	30
3	23	28	29
4	23	28	29
5	23	28	29
6	23	28	29
7	23	28	29
8	24	28	29
9	24	28	29
10	25	28	29
11	25	28	28

«continuación»

12	25	28	29
13	25	28	29
14	25	28	29
15	25	28	29
16	26	28	29
17	26	28	29
18	26	29	29
19	26	28	29
20	26	29	29
21	26	29	29
22	27	29	29
23	27	29	29
24	27	29	29
25	27	29	29
26	27	29	29
27	27	29	29
28	27	29	29
29	28		29
30	28		29
31	28		29
PROM	25.4	28.4	29.0

FUENTE: Physical Oceanography Distributed Active Archive Center, PODAC

3.1.2.5. Datos del Índice Oscilación Sur; SOI

Los datos SOI utilizados son de los años 2016 al 2017, para determinar su correlación con la presencia de El Niño Costero. En la Tabla 11, se describen los datos SOI, utilizados en el cálculo estadístico. Los datos SOI, se encuentran disponibles en: <https://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/indices/soi>.

Tabla 11: Datos del Índice SOI, durante los años 2016 y 2017

Año	Mes	SOI
2016	1	-19.7
	2	-19.7
	3	-04.7
	4	-22.0
	5	02.8
	6	05.8
	7	04.2
	8	05.3
	9	13.5
	10	-04.3
	11	-00.7
	12	02.6

«continuación»

2017	1	01.3
	2	-02.2
	3	05.1
	4	-06.3
	5	00.5
	6	-10.4
	7	08.1
	8	03.3
	9	06.9
	10	09.1
	11	11.8
	12	<u>-01.4</u>

FUENTE: NOAA, Climate Prediction Center (CPC)

3.1.2.6. Datos del Índice Oscilación Decadal del Pacífico; ODP

Desde el punto de vista oceanográfico y atmosférico, la ODP sería el marco de fondo para otras oscilaciones de menor período, tal como ENOS. Estos Índices no definen la ocurrencia de ENOS, pero pueden afectar la fuerza y frecuencia de El Niño y La Niña, estos Índices tienen períodos largos de ocurrencia que dura de 20 a 30 años, en fase fría o en fase cálida, mucho más que la Oscilación de El Niño (Power *et al.* 1999).

En la Tabla 12, se presentan los datos ODP, utilizados en el cálculo estadístico para su comparación en la ocurrencia de El Niño Costero. Los datos se encuentran disponibles en: <http://jisao.washington.edu/pdo/img/v1v2PDOComp.png>

Tabla 12: Datos del Índice ODP, durante los años 2000 al 2017

<u>Año</u>	<u>Ene</u>	<u>Feb</u>	<u>Mar</u>	<u>Abr</u>	<u>May</u>	<u>Jun</u>	<u>Jul</u>	<u>Ago</u>	<u>Set</u>	<u>Oct</u>	<u>Nov</u>	<u>Dic</u>	<u>Prom</u>
2000	-2.0	-0.8	0.29	0.35	-0.1	-0.4	-0.7	-1.2	-1.24	-1.3	-0.53	0.52	-0.59
2001	0.6	0.29	0.45	-0.3	-0.3	-0.5	-1.3	-0.8	-1.37	-1.4	-1.26	-0.9	-0.56
2002	0.27	-0.6	-0.4	-0.3	-0.6	-0.4	-0.3	0.6	0.43	0.42	1.51	2.1	0.22
2003	2.09	1.75	1.51	1.18	0.89	0.68	0.96	0.88	0.01	0.83	0.52	0.33	0.97
2004	0.43	0.48	0.61	0.57	0.88	0.04	0.44	0.85	0.75	-0.1	-0.63	-0.2	0.35
2005	0.44	0.81	1.36	1.03	1.86	1.17	0.66	0.25	-0.46	-1.3	-1.5	0.2	0.38
2006	1.03	0.66	0.05	0.4	0.48	1.04	0.35	-0.7	-0.94	-0.1	-0.22	0.14	0.19
2007	0.01	0.04	-0.4	0.16	-0.1	0.09	0.78	0.5	-0.36	-1.5	-1.08	-0.6	-0.20
2008	-1	-0.8	-0.7	-1.5	-1.4	-1.3	-1.7	-1.7	-1.55	-1.8	-1.25	-0.9	-1.29
2009	-1.4	-1.6	-1.6	-1.7	-0.9	-0.3	-0.5	0.09	0.52	0.27	-0.4	0.08	-0.61
2010	0.83	0.82	0.44	0.78	0.62	-0.2	-1.1	-1.3	-1.61	-1.1	-0.82	-1.2	-0.31
2011	-0.9	-0.8	-0.7	-0.4	-0.4	-0.7	-1.9	-1.7	-1.79	-1.3	-2.33	-1.8	-1.23

«continuación»

2012	-1.4	-0.9	-1.1	-0.3	-1.3	-0.9	-1.5	-1.9	-2.21	-0.8	-0.59	-0.5	-1.10
2013	-0.1	-0.4	-0.6	-0.2	0.08	-0.8	-1.3	-1	-0.48	-0.9	-0.11	-0.4	-0.52
2014	0.3	0.38	0.97	1.13	1.8	0.82	0.7	0.67	1.08	1.49	1.72	2.51	1.13
2015	2.45	2.3	2	1.44	1.2	1.54	1.84	1.56	1.94	1.47	0.86	1.01	1.63
2016	1.53	1.75	2.4	2.62	2.35	2.03	1.25	0.52	0.45	0.56	1.88	1.17	1.54
2017	0.77	0.7	0.74	1.12	0.88	0.79	0.1	0.09	0.32	0.05	0.15	0.5	0.52

FUENTE: <http://jisao.washington.edu/pdo/img/v1v2PDOComp.png>

3.1.2.7. Datos para la creación del Índice Oceánico Costero; IOC

En el presente estudio se propone la creación de otro Índice, para determinar la ocurrencia El Niño Costero, para tal efecto se han utilizado los datos de los índices ODP y TNI, correspondiente a los años 2016 y 2017 (Tabla 13). Los datos se encuentran disponibles en: https://www.esrl.noaa.gov/psd/gcos_wgsp/Timeseries/Data

Tabla 13: Datos de los índices ODP y TNI, para obtener el índice IOC

AÑO	Meses	Índice ODP	Índice TNI
2016	Enero	1.53	-1.6
	Febrero	1.75	-1.8
	Marzo	2.40	-1.9
	Abril	2.62	-2.0
	Mayo	2.35	-1.8
	Junio	2.03	-1.4
	Julio	1.25	-1.0
	Agosto	0.52	-0.5
	Setiembre	0.45	-0.1
	Octubre	0.56	0.3
	Noviembre	1.88	0.7
	Diciembre	1.17	1.1
2017	Enero	0.77	1.4
	Febrero	0.70	1.5
	Marzo	0.74	1.3
	Abril	1.12	0.6
	Mayo	0.88	-0.3
	Junio	0.79	-1.2
	Julio	0.10	-1.6
	Agosto	0.09	-1.9
	Setiembre	0.32	-1.8
	Octubre	0.05	-1.7
	Noviembre	0.15	-1.5
	Diciembre	0.50	-1.3

3.1.3. Datos de la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT)

Para obtener la información planteada en los objetivos como es la contribución de la ZCIT en la generación de precipitaciones, se han utilizado las imágenes satelitales proporcionadas por The Weather Channel WC.

La ZCIT, es una franja de bajas presiones ubicada en la zona ecuatorial, en ella influyen los vientos alisios del sureste y del noreste, debido a las altas temperaturas las masas de aire son forzadas a ascender originando abundante nubosidad y fuertes precipitaciones, algunas acompañadas de descargas eléctricas. La ZCIT no es uniforme ni continua, se puede interrumpir y su grosor variar de un sitio a otros, también su comportamiento en zonas marítimas y continentales. La ZCIT, es una banda convectiva bien organizada que oscila aproximadamente entre 5° y 12°N durante julio-noviembre y 5°N-5°S durante enero a mayo (Waliser & Gautier 1993) (Nobre & Shukla 1996). La Figura 12 muestra el mapa de ubicación de la Zona de Convergencia Intertropical ZCIT.



Figura 12: Mapa de ubicación de la Zona de Convergencia Intertropical, ZCIT

FUENTE: Adaptado de Mats Halldin (2006)

Las imágenes obtenidas corresponden a satélites meteorológicos, cuyas características se describen a continuación:

Imágenes satelitales

El uso de imágenes satelitales requiere equipos y software sofisticados, así como personal capacitado. El procesamiento de imágenes se aplica tanto en las imágenes de satélite como a otros tipos de imágenes. Si bien las imágenes satelitales generalmente se manejan con Softwares especializados de imágenes satelitales que incluyen como por ejemplo el Erdas Imagine, PCI Easi/Pace, ER Mapper e Idrisi. Una salida común del procesamiento de imágenes es crear una imagen similar a una foto para verla o imprimirla. Se puede ver una banda de imágenes por separado, generalmente asignando blanco a los píxeles con mayor reflectancia, negro a los píxeles con menor reflectancia y sombras de gris en el medio. Aunque las imágenes no son fotos, se puede crear una imagen en color (NOAA 2017).

Las imágenes satelitales utilizadas en el presente estudio corresponden al satélite meteorológico “Geostationary Operational Environmental Satellite” (GOES). Este satélite denominado GOES-16 es el primero de la serie GOES-R operado por la NASA y la Administración Nacional Oceánica y Atmosférica (NOAA). El GOES-16 sirve como satélite meteorológico geoestacionario operativo en la posición del Este del GOES a 75.2°W (Figura 13), proporcionando una vista centrada en las Américas. GOES-16 proporciona imágenes de alta resolución espacial y temporal de la Tierra a través de 16 bandas espectrales en longitudes de onda visible e infrarrojo utilizando su Advanced Baseline Imager (ABI).

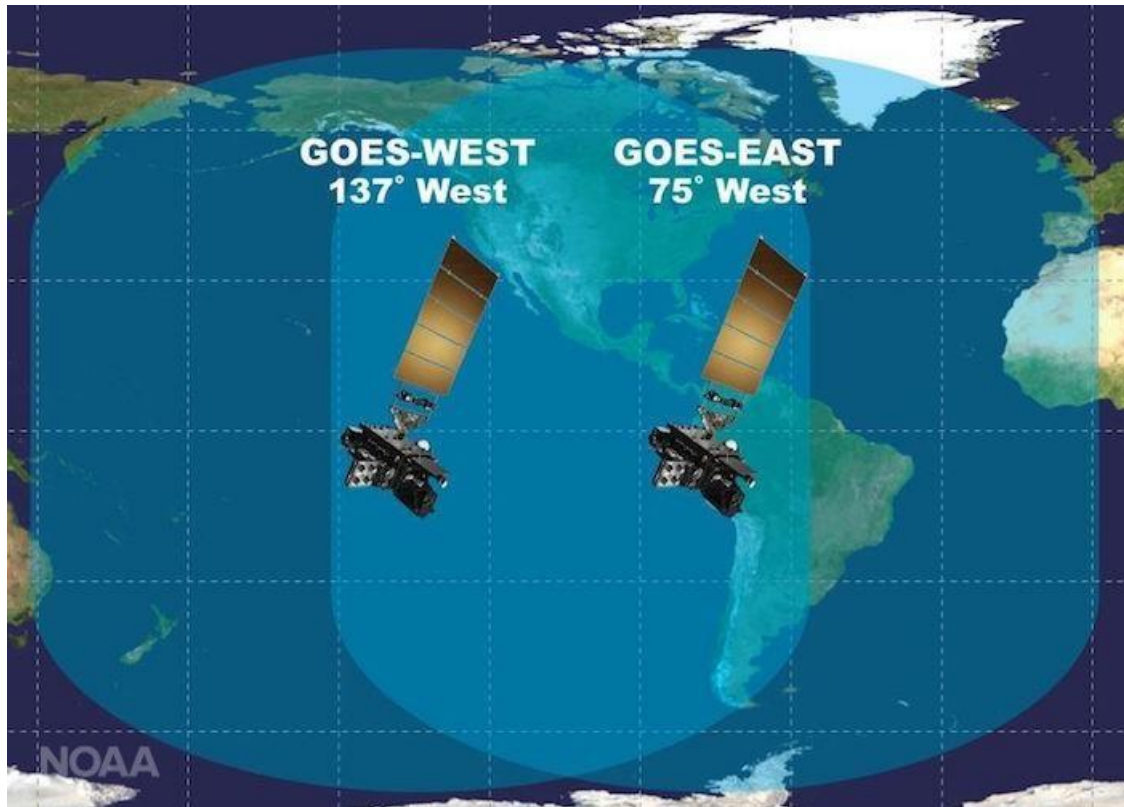


Figura 13: Cobertura del hemisferio occidental por GOES-Este y GOES-Oeste

FUENTE: NOAA

En la Tabla 14, se describe las características del Satélite GOES-16.

Tabla 14: Características del Satélite Meteorológico GOES-16

Características	
Nombre	GOES-R (antes del 29 de noviembre de 2016)
Tipo de misión	Satélite meteorológico geoestacionario
Operador	NASA/NOAA
ID DE COSPAR	2016-071
SATCAR Nro.	41866
Sitio web	www.goes-r.gov
Duración de la misión	15 años
Parámetros orbitales	
Sistema referencia	Geocéntrico
Régimen	Geoestacionario
Longitud	75.2°W
Espacio	GOES East

«continuación»

Semieje mayor	42164.8 Km
Excentricidad	0.0001538
Altitud del perigeo	35780.2 km
Altitud del apogeo	35793.1 km
Inclinación	0.0363°
Período	1436.1 minutos

FUENTE: NOAA

En la siguiente sección se describe el instrumento que permite la formación de imágenes de GOES-16.

Avances Baseline Imager (ABI)

ABI, es el principal instrumento de formación de imágenes en GOES-16, proporcionando más de 65 por ciento de todos los productos de datos GOES-16. Un radiómetro de imagen pasiva multicanal, ABI toma imágenes de la Tierra con 16 bandas espectrales, que incluyen:

- 2 canales visibles,
- 4 canales de infrarrojo cercano y
- 10 canales de infrarrojos.

Las bandas individuales están optimizadas para diversos fenómenos atmosféricos, incluida la formación de nubes, el movimiento atmosférico, la convección, la temperatura de la superficie terrestre, la dinámica del océano, el flujo de agua, fuego, humo, penachos de cenizas volcánicas, aerosoles y calidad del aire y salud vegetativa. La banda visible "roja" 2 de ABI ($\lambda = 0.64 \mu\text{m}$) tiene la resolución más alta entre las 16 bandas a 0.5 km por píxel. Las otras bandas de luz visible e infrarrojo cercano tienen una resolución de 1 km (0.62 mi), mientras que las bandas infrarrojas tienen una resolución de 2 km (1.2 mi) por píxel. ABI produce imágenes de la Tierra cada 15 minutos, con una resolución espacial de 0.5–2 km. (GOES-R, NASA/NOAA).

3.1.4. Datos de la Intensidad de ocurrencia de ENOS

Con la finalidad de efectuar una estimación de la ocurrencia de ENOS se han tomado eventos históricos de la ocurrencia de El Niño y La Niña, desde el año 1952 hasta el 2017, con diferentes grados de intensidad, tales como; débil, moderado, fuerte y muy fuerte (Tabla 15). Esta clasificación (Golden Gate Weather Service), está en base al umbral de El Niño y de acuerdo a su intensidad de ocurrencia se lo ha dividido en Eventos:

- **Débiles** ; Índice ONI = 0.5 a 0.9°C, TSM
- **Moderado** ; Índice ONI = 1.0 a 1.4°C
- **Fuerte** ; Índice ONI = 1.5 a 1.9°C
- **Muy Fuerte** ; Índice ONI \geq 2.0°C

Estos datos son utilizados para estimar el grado de ocurrencia de los diferentes ENOSs, que se presentan en el capítulo de resultados.

Tabla 15: Ocurrencia El Niño y La Niña, desde el año 1952 al 2018, de acuerdo a su grado de ocurrencia (Débil, Moderado, Fuerte y Muy Fuerte)

El Niño				La Niña		
Débil	Moderado	Fuerte	Muy fuerte	Débil	Moderado	Fuerte
1952-53	1951-52	1957-58	1982-83	1954-55	1955-56	1973-74
1953-54	1963-64	1965-66	1997-98	1964-65	1970-71	1975-76
1958-59	1968-69	1972-73	2015-16	1971-72	1995-96	1988-89
1969-70	1986-87	1987-88	2017	1974-75	2011-12	1998-99
1976-77	1994-95	1991-92		1983-84		1999-00
1977-78	2002-03			1984-85		2007-08
1979-80	2009-10			2000-01		2010-11
2004-05				2005-06		
2006-07				2008-09		
2014-15				2016-17		
2018-19				2017-18		

FUENTE: Golden Gate Weather Services

3.2. METODOLOGÍA

3.2.1. Análisis de los Índices Oceánicos del Fenómeno El Niño (ENOS)

En esta sección se explica los procedimientos para el desarrollo de los objetivos planteados en el presente Estudio, analizándose los siguientes Índices Oceánicos:

- Regiones Niño 4, Niño 3, Niño 3.4, Región Niño 1+2
- El Índice de El Niño Modoki (EMI)
- El Índice Trans Niño (TNI)
- El Índice de El Niño Oceánico (ONI)
- El Índice de Oscilación Sur (SOI)
- El Índice de Oscilación Decadal del Pacífico (ODP)

Se han utilizado los polinomios para obtener la serie suavizada correspondiente a las series de tiempo de la TSM de los Índices Oceánicos, así como intentar seguir un modelo apropiado para reproducir las series de tiempo.

Los Polinomios aparecen en muchas áreas de las matemáticas y las ciencias. Por ejemplo, se utilizan para formar ecuaciones polinómicas, que codifican un amplio rango de problemas, desde problemas elementales hasta problemas científicos complicados; se utilizan para definir funciones polinómicas, que aparecen en entornos que van desde la química básica y la física hasta la economía y las ciencias sociales; se usan en cálculo y análisis numérico para aproximar otras funciones

(<https://www.mathsisfun.com/algebra/polynomials-solving.html>).

De acuerdo a los cálculos efectuados en el presente estudio, los Polinomios representan bastante bien las series de tiempo del comportamiento de los Índices de ENOS, cuyos resultados se muestran en la Sección de Resultados.

Ecuaciones polinómicas

- Las ecuaciones polinómicas son expresiones algebraicas, que pueden tener múltiples términos formados por números fijos (coeficientes) y variables (también llamado indeterminantes), donde las variables pueden tener exponentes, y su valor puede ser un número entero positivo, incluyendo el cero.
- Los polinomios pueden tener diferentes exponentes. El grado de un polinomio es su

máximo exponente. El grado nos indica cuántas raíces se pueden encontrar en una ecuación polinómica. Por ejemplo, si el máximo exponente es 3, entonces la ecuación tiene tres raíces.

- Según el exponente (grado) que tengan pueden clasificarse en: primer grado (lineales), segundo grado (cuadráticas), tercer grado (cúbicas), cuarto grado (cuárticas), de grado mayor o igual que cinco e irracionales.
- Los exponentes determinan el grado o tipo de ecuación. Aquel término de la expresión que tenga el exponente de mayor valor representará el grado absoluto del polinomio (<https://www.mathsisfun.com/algebra/polynomials-solving.html>).
- La ecuación polinómica puede expresarse de la siguiente manera:

$$f(x) = a_n x^n + a_{n-1} x^{n-1} + \dots + a_1 x + a_0 \quad \text{Ec. 1}$$

Donde:

f(x): Representa el valor de las anomalías de los Índices Oceánicos

- a_n , a_{n-1} , y a_0 , son coeficientes (números) reales.
- a_n es diferente de cero.
- El exponente n es un número entero positivo que representa el grado de la ecuación.
- x, es la variable correspondiente a los meses de evaluación (2016-2017)

De acuerdo al análisis elaborado en el presente estudio, se ha observado que las variables de las series de tiempo observadas son generalmente; cúbicas, cuárticas, etc. Para determinar la bondad del ajuste del modelo, se utiliza el coeficiente de determinación (R^2), cuyo resultado oscila entre 0 y 1. Cuanto más cerca de 1 se sitúe su valor, mayor será el ajuste del modelo a la variable que se está explicando. De forma inversa, cuanto más cerca de cero, menos ajustado estará el modelo y, por tanto, menos fiable será. En la Figura 14 se muestra el gráfico de una ecuación polinómica.



Figura 14: Ejemplo de un gráfico polinómico que describe las series de tiempo de los Índices ENOS

FUENTE: <https://www.mathsisfun.com/algebra/polynomials-solving.html>

Splines Cúbicos

- Adicionalmente al uso de las ecuaciones polinómicas también se han utilizado los Splines Cúbicos para observar si se presentan oscilaciones en las curvas de los Índices Oceánicos. El ploteo de las curvas mediante este método da lugar a resultados similares requiriendo solamente el uso de polinomios de bajo grado evitando así las oscilaciones.
- En este caso, cada polinomio (a través del cual se construye los Splines) tiene grado 3, teniendo una ecuación de la siguiente forma:

$$S_j(x) = a_j + b_j(x - x_j) + c_j(x - x_j)^2 + d_j(x - x_j)^3$$

$$b_j = (a_{j+1} - a_j)/h_j - h_j(c_{j+1} + 2c_j)/3$$

$$d_j = (c_{j+1} - c_j)/3h_j$$

$$t_j = \frac{3}{h_j}(a_{j+1} - a_j - \frac{3}{h_{j-1}}(a_j - a_{j-1}))$$

En la ecuación principal se tiene cuatro incógnitas por cada intervalo (a, b, c, d), y una nueva condición para cada punto común a dos intervalos. Al ser $S_j(x)$ un polinomio de grado tres, su derivada será de grado dos y su segunda derivada será de grado uno.

3.2.1.1. Análisis del Índice Niño Modoki; EMI

Dado que la mayoría de estos eventos no son parte de la evolución de El Niño, el fenómeno se denomina El Niño Modoki (pseudo-El Niño), involucra procesos acoplados Océano-Atmósfera que incluyen un patrón único de Presión Tripolar del nivel del mar durante la evolución, análogo a la Oscilación del Sur en el caso de El Niño. Por lo tanto, la entidad total se denomina El Niño Modoki– Oscilación del Sur (ENOS Modoki). Los eventos ENOS Modoki influyen significativamente en la TSM y la precipitación en muchas partes del mundo. Dependiendo de la temporada, los impactos en regiones como el Lejano Oriente, incluidos Japón, Nueva Zelanda, la costa occidental de Estados Unidos, etc., son opuestos a los de los ENOS convencionales (Ashok *et al.*, 2007). Los eventos de La Niña se pueden ver a través de un índice negativo del Niño 3.4 y de un Índice Oscilación Sur positiva (SOI), mientras que los eventos de La Niña Modoki se pueden ver a través de un índice negativo ENOS Modoki (EMI).

El índice EMI, se calcula en base a 3 términos derivados de un promedio de tres áreas de la anomalía de la temperatura del mar definidos como las regiones A (165°E-140°W, 10°S-10°N), B (110°W-70°W, 15°S-5°N), y C (125°E-145°E, 10°S-20°N), respectivamente. A continuación, se muestra la fórmula para calcular el Índice EMI (Ashok *et al.*, 2007):

$$\text{EMI} = \text{TSM}_{\text{REGIÓN-A}} - 0.5 * \text{TSM}_{\text{REGIÓN-B}} - 0.5 * \text{TSM}_{\text{REGIÓN-C}} \quad \text{Ec. 2}$$

En la Figura 15, se muestra el mapa de la ubicación de las regiones utilizadas para determinar el índice EMI.

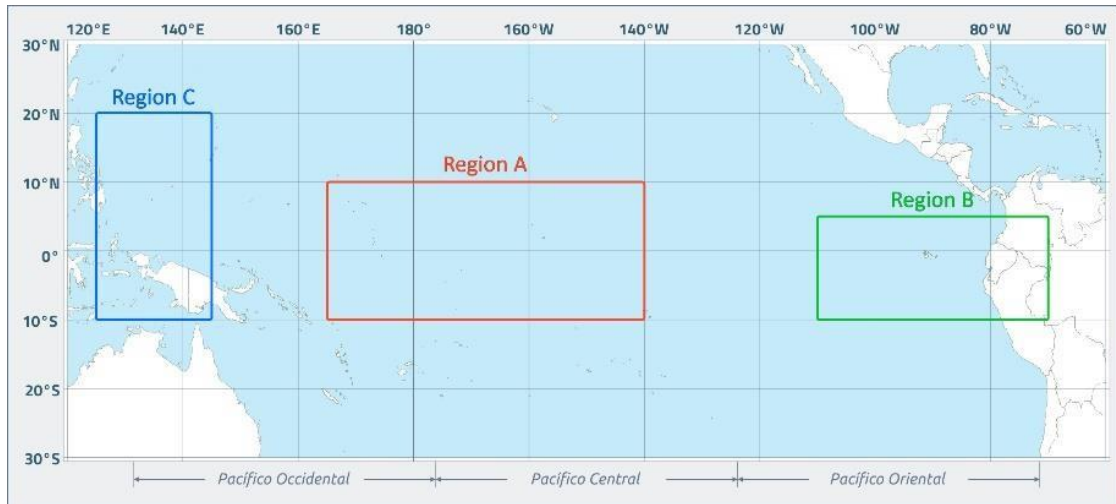


Figura 15: Regiones utilizadas para determinar el Índice EMI

FUENTE: Ashok *et al.* (2007).

La ecuación polinómica determinada es de orden 5 y con un coeficiente de determinación $R^2 = 0.90$, error estándar del coeficiente=0.06, desviación standard error=0.32, que nos refleja la bondad del ajuste del modelo, indicándonos que el modelo es el adecuado, (Anexo 1, Tabla 19). La ecuación determinada es la siguiente:

$$Y = 7E-07x^5 - 0.0001x^4 + 0.0053x^3 - 0.0684x^2 + 0.2232x + 0.0856 \quad \text{Ec. 3}$$

$$R^2 = 0.90$$

En la Figura 16, se muestra el gráfico del Índice EMI; Spline Cúbico, Valor observado y Polinómica.

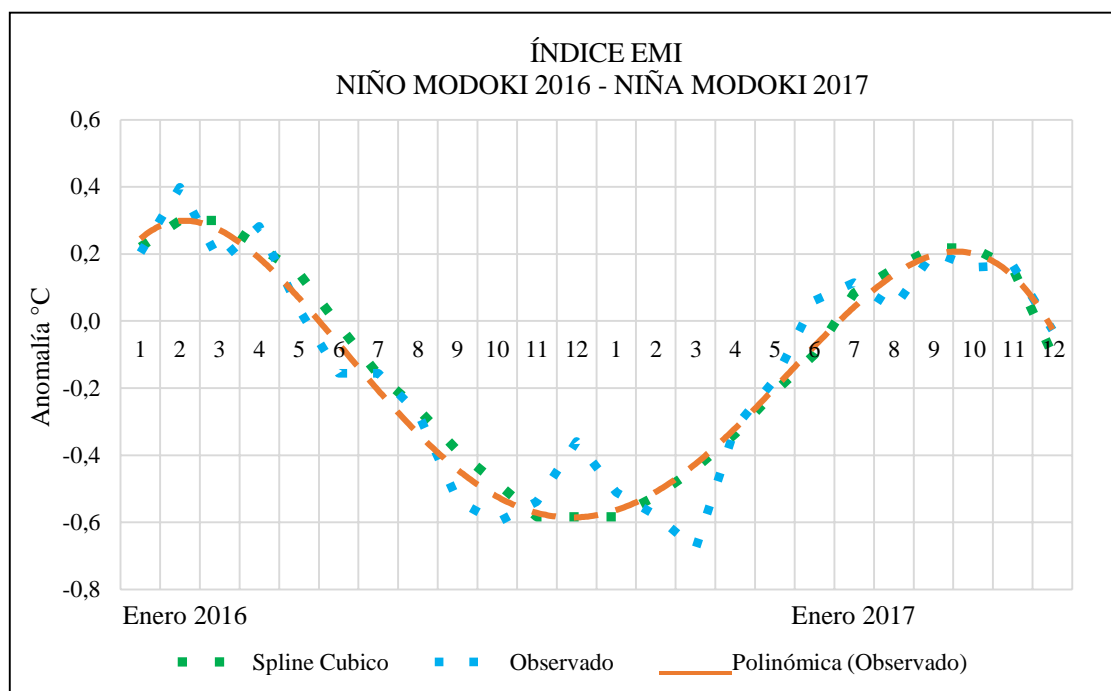


Figura 16: Gráfico Índice EMI; Spline Cúbico, Valor observado y Polinómica

3.2.1.2. Análisis del Índice Trans Niño; TNI

El TNI mide el gradiente en las anomalías de TSM entre el Pacífico Ecuatorial Central y Oriental. Cuando el gradiente de TSM es particularmente grande (por ejemplo, debido a anomalías positivas en la Región del Niño 4 y anomalías negativas en la Región del Niño 1+2), algunos investigadores clasifican el evento como “El Niño del Pacífico Central” o “El Niño Modoki” (Trenberth & Stepaniak 2001).

Cálculo de TNI:

- a. Calcular el promedio total de TSM región Niño 1+2
- b. Calcular la TSM total promedio en el área de la región Niño 4;
- c. Calcular climatologías mensuales (p. ej., 1950-1979) para la TSM total promediada del área de la región Niño 1+2, y la región Niño 4, y restar las climatologías de las series de tiempo de la TSM total promediada del área para obtener anomalías;
- d. $TNI = (N1+2) - N4$
- e. Normalizar cada serie temporal de anomalías por sus respectivas desviaciones estándar durante el período climatológico;

- f. Definir el TNI sin procesar como anomalías normalizadas de Niño 1+2 menos anomalías normalizadas de Niño 4;
- g. Alisar el TNI sin procesar con una media de ejecución de 5 meses;
- h. Normalizar el TNI suavizado por su desviación estándar durante el período climatológico.

Los datos se encuentran disponibles en www.esrl.noaa.gov/psd/data/climateindices/List/#TNI.

En la Figura 17, se muestra el mapa de ubicación de los puntos de medición para determinar el Índice TNI.

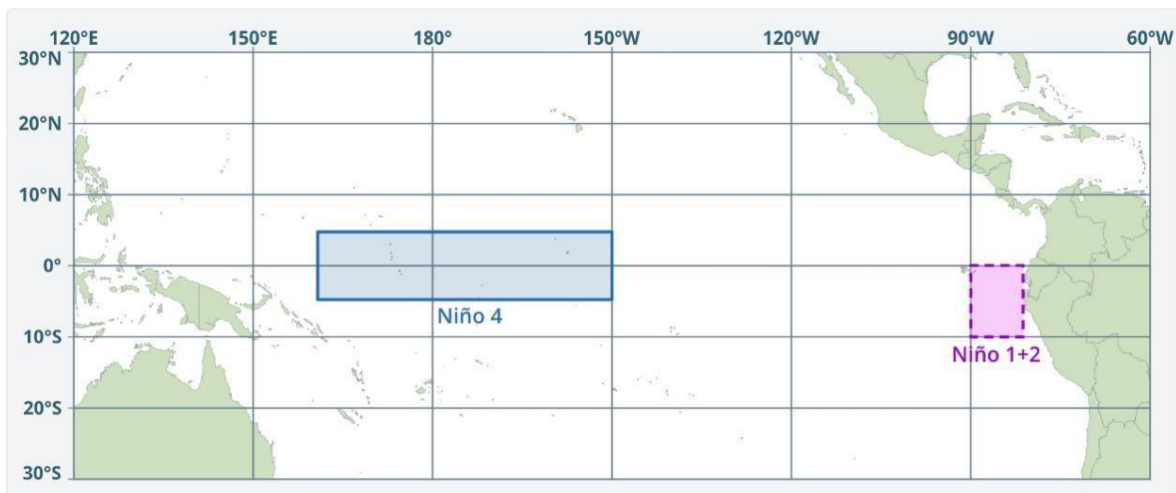


Figura 17: Mapa de ubicación de las zonas de medición para determinar el Índice TNI

La ecuación polinómica determinada es del orden de 5; coeficiente de determinación $R^2 = 0.95$, error estándar del coeficiente=0.25, desviación estándar del error=1.22, que nos refleja regularmente la bondad del ajuste del modelo (Anexo 1, Tabla 20). La ecuación determinada es la siguiente:

$$Y = 1E-05x^5 - 0.0004x^4 - 0.0045x^3 + 0.173x^2 - 0.933x - 0.7016 \quad \text{Ec. 4}$$

$$R^2 = 0.95$$

En la Figura 18, se muestra el gráfico del Índice TNI; Spline cúbico, Valor observado y Polinómica.

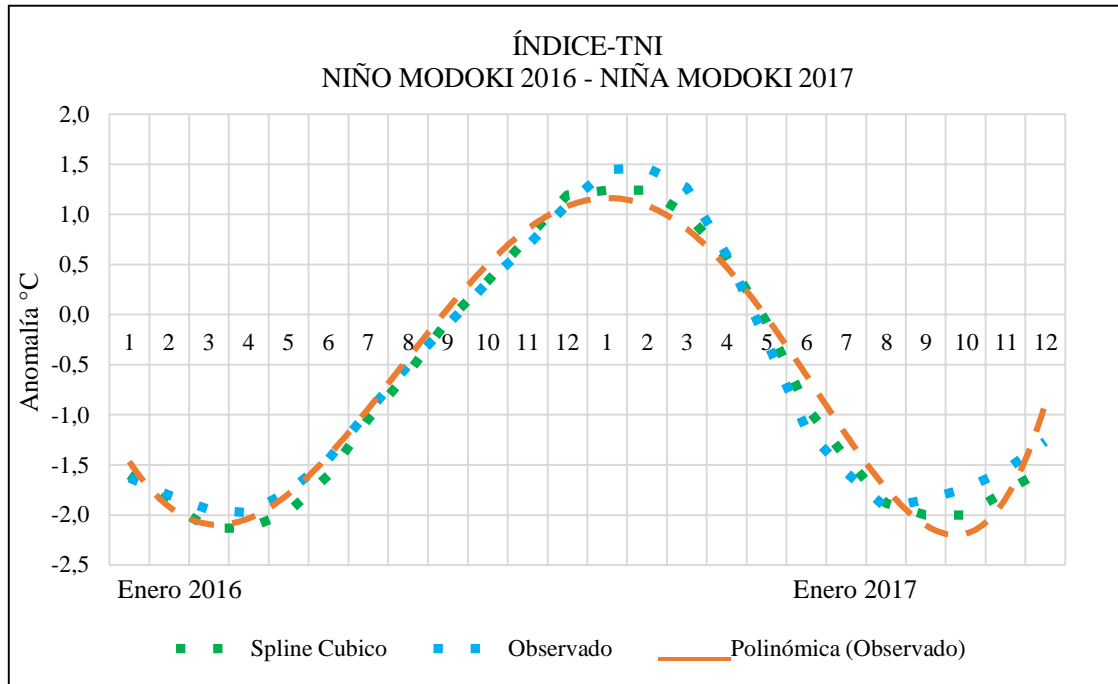


Figura 18: Gráfico Índice TNI; Spline Cúbico, Valor observado y Polinómica

3.2.1.3. Análisis del Índice Niño Oceánico; ONI

El Índice de Niño Oceánico (ONI en Inglés), es el estándar que la NOAA utiliza para identificar eventos cálidos (El Niño) y fríos (La Niña) en el Océano Pacífico Tropical. El Índice ONI, usa la misma región que el Índice Niño 3.4. El Niño 3.4 está correlacionado negativamente con el SOI, es decir, cuando la media de la TSM en el Pacífico es alta, el SOI es generalmente bajo.

Los valores se normalizan según una serie estadística, por un solo período de base fijo de 30 años. Habrá múltiples períodos base de 30 años centrados que se utilizarán para definir el índice oceánico (como una desviación del promedio o "anomalía"), se utilizarán para calcular las anomalías para períodos sucesivos de 5 años en el registro histórico (Figura 19). Se calcula como la media móvil de 3 meses consecutivos de las anomalías de la TSM, para la región El Niño 3.4, (5°N – 5°S) (170 – 120°W) (Trenberth & Stepaniak, 2001).

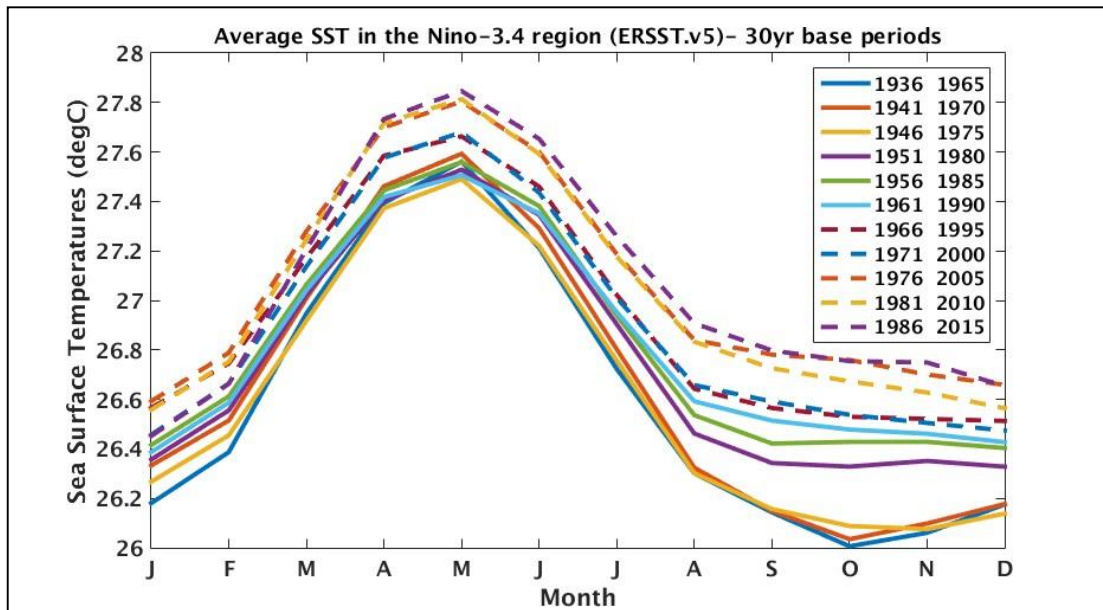


Figura 19: Promedio TSM, región de El Niño 3.4, período base de 30 años, el período base de los últimos 30 años (por ejemplo, 1986-2015) se seguirá utilizando para calcular la desviación del promedio. (la próxima actualización será el 2021)

FUENTE: Climate Prediction Center/NCEP (2019).

NOAA considera que las condiciones de El Niño están presentes cuando el Índice de Niño Oceánico es de +0.5 o superior, indica estar más cálido de lo normal. Cuando el Índice de Niño Oceánico es de -0.5 o inferior, indica que la región es más fría de lo normal y la ocurrencia de la Niña. La metodología para la reconstrucción TSM está descrita en Huang (Huang *et al.* 2017).

En la Figura 20, se muestra el mapa de ubicación de la zona para medir el Índice ONI.



Figura 20: Mapa de ubicación de la zona para medir el Índice ONI

La ecuación polinómica determinada es del orden de 5; coeficiente de determinación $R^2 = 0.99$, error estándar del coeficiente=0.19, desviación estándar del error=0.94, lo que nos refleja la bondad del ajuste del modelo (Anexo 1, Tabla 21). La ecuación determinada es la siguiente:

$$Y = 2E-05x^5 - 0.0015x^4 + 0.0316x^3 - 0.2472x^2 + 0.2189x + 2.4981 \quad \text{Ec. 5}$$

$$R^2 = 0.99$$

En la Figura 21, se muestra el gráfico del Índice ONI; Spline cúbico, Valor observado y Polinómica.

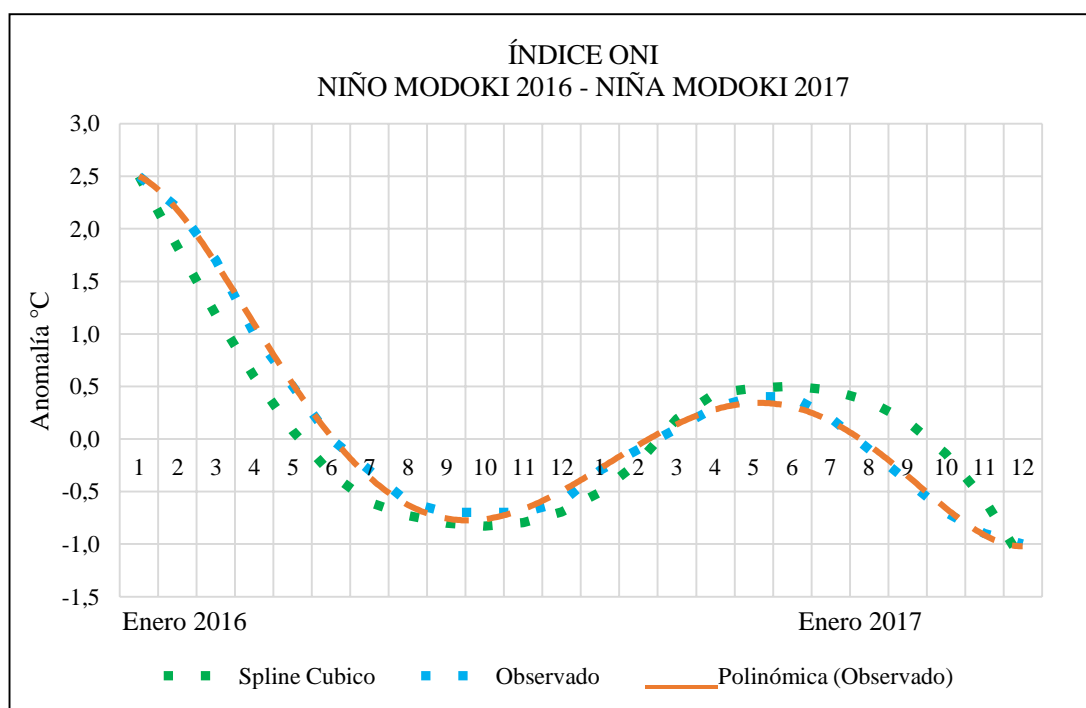


Figura 21: Gráfico Índice ONI; Spline Cúbico, Valor observado y Polinómica

3.2.1.4. Análisis del Índice Costero 1+2

Este Índice corresponde al área promediada TSM de 0°-10°S y 90°W-80°W, es la región más pequeña y más oriental de las regiones del Niño. Los valores recientes se calculan como la media corrida de tres meses de la anomalía de TSM, obtenidas en tiempo real NOAA ERSST. Se expresa redondeando con dos decimales. Este Índice refleja mejor las condiciones de la costa peruana (NOAA 2017).

En la Figura 22, se muestra el mapa de ubicación de la zona 1+2, utilizada para determinar los valores de TSM de la zona nor occidental del Perú.

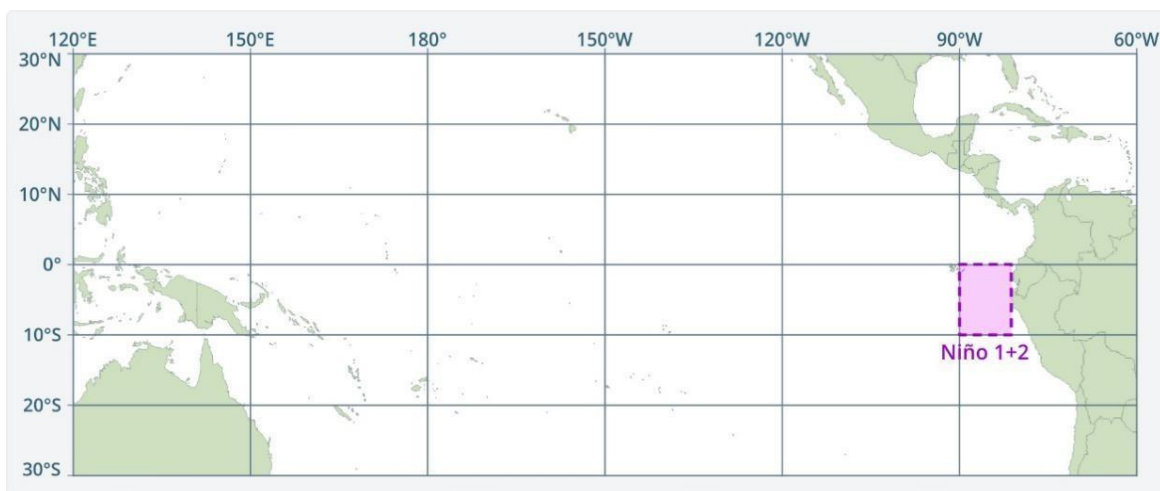


Figura 22: Mapa de la Región del Índice 1+2

FUENTE: Adaptado de NOAA

La ecuación polinómica determinada es del orden de 5; coeficiente de determinación $R^2 = 0.89$, error estándar del coeficiente=0.18, desviación estándar del error=0.89, reflejando una bondad regular del ajuste del modelo (Anexo 1, Tabla 22). La ecuación determinada es la siguiente:

$$Y = 2E-05x^5 - 0.0013x^4 + 0.0234x^3 - 0.1496x^2 + 0.0336x + 1.722 \quad \text{Ec. 6}$$

$$R^2 = 0.89$$

En la Figura 23, se muestra el gráfico del Índice 1+2, Spline Cúbico, Valor observado y Polinómica.

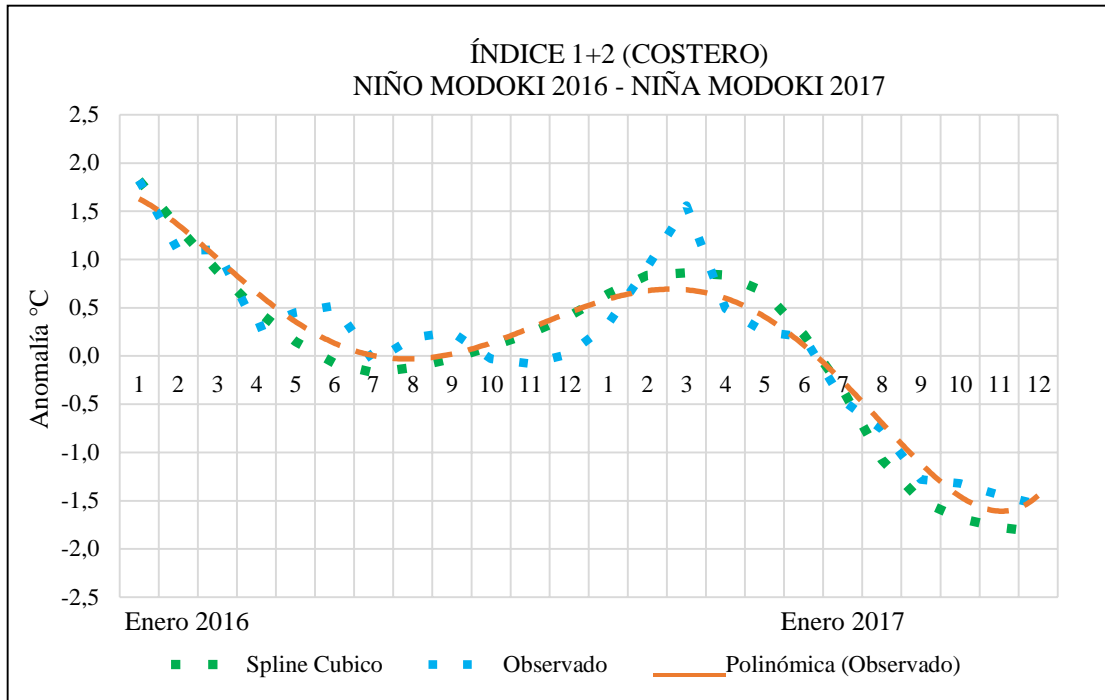


Figura 23: Gráfico Índice 1+2 (Costero); Spline Cúbico, Valor observado y Polinómica

3.2.1.5. Análisis del Índice Oscilación Sur; SOI

El Índice de Oscilación del Sur SOI, o patrón de correlación (o diferencia barométrica), es una estandarización basado en las diferencias de Presión del nivel del mar observadas entre Tahití y Darwin, (lugares del Pacífico suroriental como isla de Pascua y Darwin en Australia o Jakarta en Indonesia) (NOAA 2017).

Se calcula restando la presión en el Pacífico occidental de la presión en el Pacífico oriental. El índice es positivo cuando la diferencia entre la Alta presión del Pacífico subtropical (Isla de Pascua) y la Baja Presión de Indonesia es intensa, hay mayor diferencia de presión y se denomina Período estable. En este caso, los vientos alisios y la corriente ecuatorial del sur son intensos, hay un aumento del nivel del mar en el borde occidental del Pacífico mientras que en el borde oriental el nivel del mar es más bajo y se presentan aguas frías por surgencias (Bureau of Meteorology Australian Government).

La siguiente expresión permite calcular el SOI:

$$SOI = 10 \frac{P_{dif} - P_{difv}}{SD(P_{dif})} \tag{Ec. 7}$$

Donde:

$P_{dif} = (\text{Promedio en Tahiti MSLP de un mes}) - (\text{Promedio en Darwin MSLP de un mes})$

$P_{difv} = \text{Promedio de largo término del "P dif" para el mes en cuestión, y}$

$SD(P_{dif}) = \text{Desviación estándar de largo término de "P dif" para el mes en cuestión}$

Se multiplica por 10 por convención. Usando esta convención, los rangos de SOI van entre -35 a +35 y el valor del SOI puede anotarse como un número entero. El SOI se computa con base en meses, con valores sobre largos períodos tales como un año.

Valores negativos del SOI, Indican episodios del fenómeno de El Niño. Esos valores negativos usualmente se acompañan de:

- un calentamiento sostenido en el océano Pacífico tropical central y del este.
- una disminución en la potencia de los vientos del Pacífico.
- una reducción en lluvias en el este y norte de Australia.

Valores positivos del SOI, Se asocian con vientos fuertes del Pacífico y un calentamiento del mar al norte de Australia, popularmente llamado La Niña. Esos valores positivos se acompañan generalmente del:

- Enfriamiento de las aguas del océano Pacífico tropical central y del este.
- Incremento de la probabilidad de que el este y el norte de Australia sean más lluviosos de lo normal.

La ubicación del Índice de Oscilación Sur, SOI, se muestra en la Figura 24.

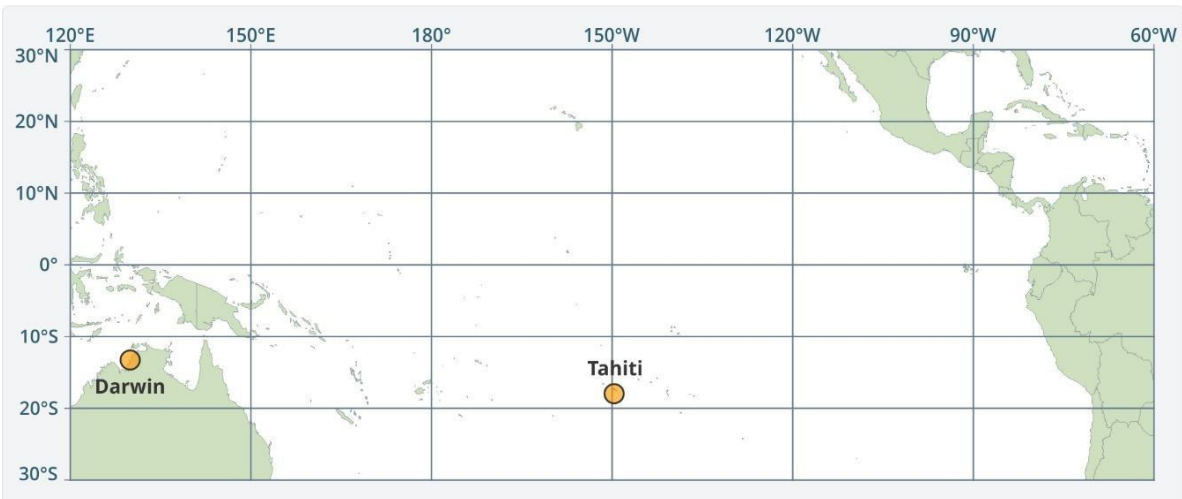


Figura 24: Ubicación de los puntos de medición para determinar el Índice SOI

La ecuación polinómica determinada es del orden de 5; coeficiente de determinación $R^2 = 0.64$, error estándar del coeficiente=1.95, desviación estándar del error=9.55, reflejando un ajuste no adecuado del modelo (Anexo 1, Tabla 23).

$$Y = -0.0003x^5 + 0.0187x^4 - 0.3732x^3 + 2.7439x^2 - 3.1877x - 19.397 \quad \text{Ec. 8}$$

$$R^2 = 0.64$$

En la Figura 25, se muestra el gráfico del Índice SOI, Spline Cúbico, Valor observado y Polinómica.

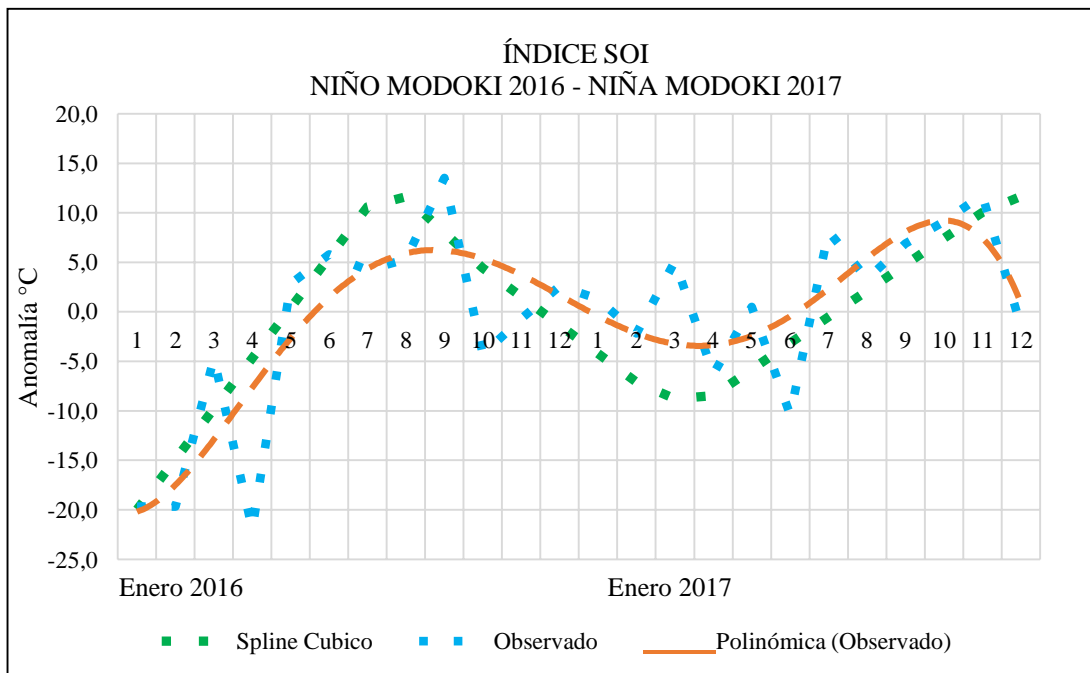


Figura 25: Gráfico Índice SOI; Spline Cúbico, Valor observado y Polinómica

3.2.1.6. Análisis del Índice Oscilación Decadal del Pacífico; ODP

A esta oscilación también se le ha denominado Oscilación Interdecadal del Pacífico (OIP) (Power *et al.* 1999) y la Oscilación del Pacífico Norte (OPN) (Gershunov & Barnett, 1998), para la explicación de este Índice en el presente estudio, se tomará el término de ODP, el cual es una fluctuación (variabilidad climática) que se parece a ENOS, con un poco más de énfasis en la señal extratropical y escalas de tiempo más largas en el océano Pacífico, también se menciona que es el componente de baja frecuencia de ENOS, cuyas series están correlacionadas. Desde el punto de vista oceanográfico y atmosférico, la ODP sería el marco de fondo para otras oscilaciones de menor período, tal como ENOS. Este Índice no define la ocurrencia de ENOS, pero pueden afectar la fuerza y frecuencia de El Niño y La Niña, estos Índices tienen períodos largos de ocurrencia que dura de 20 a 30 años, en fase fría o enfase cálida, mucho más que la Oscilación de El Niño. ENOS influye sustancialmente en el clima tropical, mientras que la ODP afecta el Pacífico norte y al Continente Norteamericano. También se encuentra que la modulación ODP de la sequía inducida por El Niño ocurre principalmente a través de El Niño del Pacífico oriental con una influencia limitada en el Niño del Pacífico central (Nguyen *et al.* 2021)

- Los *mecanismos físicos* detrás de ODP actualmente no son bien conocidos (Zhao & Dong 2018), indican que las modulaciones del ODP están vinculadas a la respuesta atmosférica de las anomalías tropicales de la TSM, que se manifiesta en la circulación local de Hadley y la circulación local de Walker en latitudes bajas y el tren de ondas Rossby en los extratropicos, incluido el Patrón Pacífico-América del Norte (ANP) en el hemisferio norte. También se cree que la ODP se debe a los efectos combinados de ENOS y a varios procesos extratropicales atmosféricos y oceánicos. Por lo tanto, el ODP representa los efectos de diferentes procesos que operan en diferentes escalas de tiempo, y sus impactos aparentes en otros lugares solo representan en parte el forzamiento directo de la atmósfera por el Océano Pacífico Norte (Newman *et al.* 2016).

También se dice que la fase ODP, regulará la velocidad a la que la temperatura global se aproxima al nivel de 1.5 °C (acuerdo de Paris de la Convención Marco de las Naciones Unidas sobre el Cambio Climático, 2015, para limitar el aumento de la temperatura a 1.5 °C), si el Océano Pacífico sigue en su fase negativa, sin embargo,

las proyecciones están centradas en alcanzar 1.5 °C alrededor del 2031 (Henley & King 2017).

En la Figura 26, se muestra el mapa de ubicación de la zona ODP.

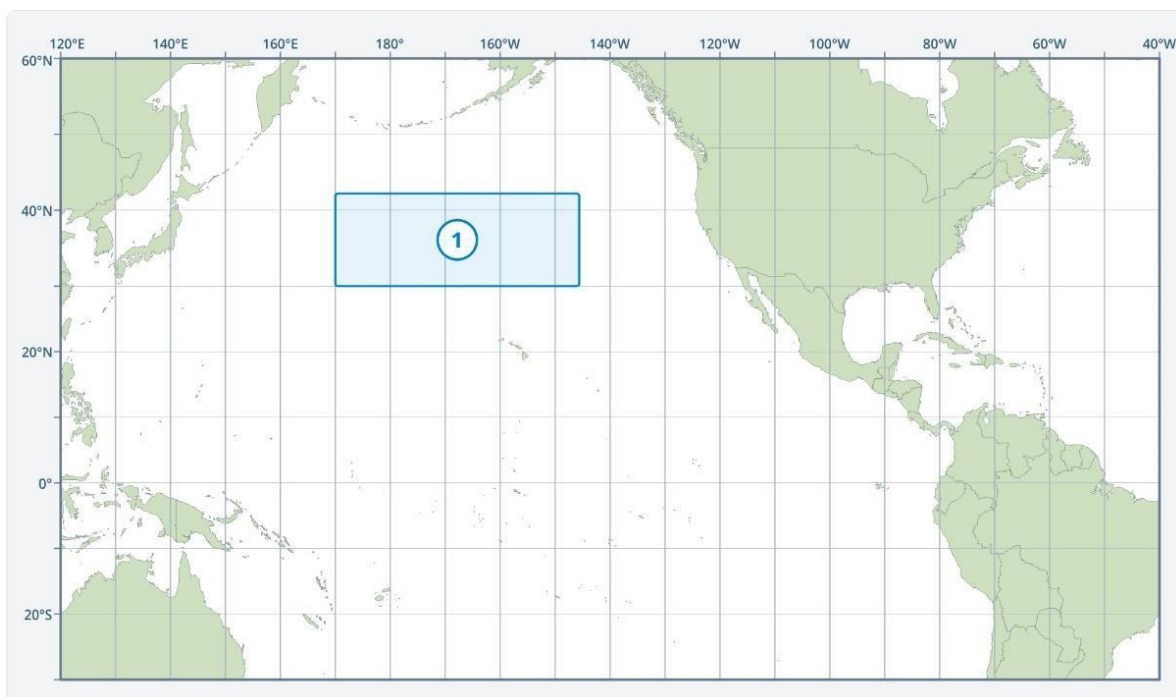


Figura 26: Mapa de ubicación de la zona de medición para determinar el Índice ODP

Los resultados de la ecuación polinómica, muestran una ecuación del orden de 5; coeficiente de determinación $R^2 = 0.82$, error estándar del coeficiente=0.20, desviación estándar del error=0.87, lo que nos indica un ajuste regular del modelo (Anexo 1, Tabla 24). A continuación, se presenta la ecuación obtenida para ODP.

$$Y = -0.0002x^5 + 0.0067x^4 - 0.0923x^3 + 0.4573x^2 - 0.4836x - 0.5388 \quad \text{Ec. 9}$$
$$R^2 = 0.82$$

En la Figura 27, se muestra el gráfico del Índice ODP; Spline Cúbico, Valor observado y Polinómica.

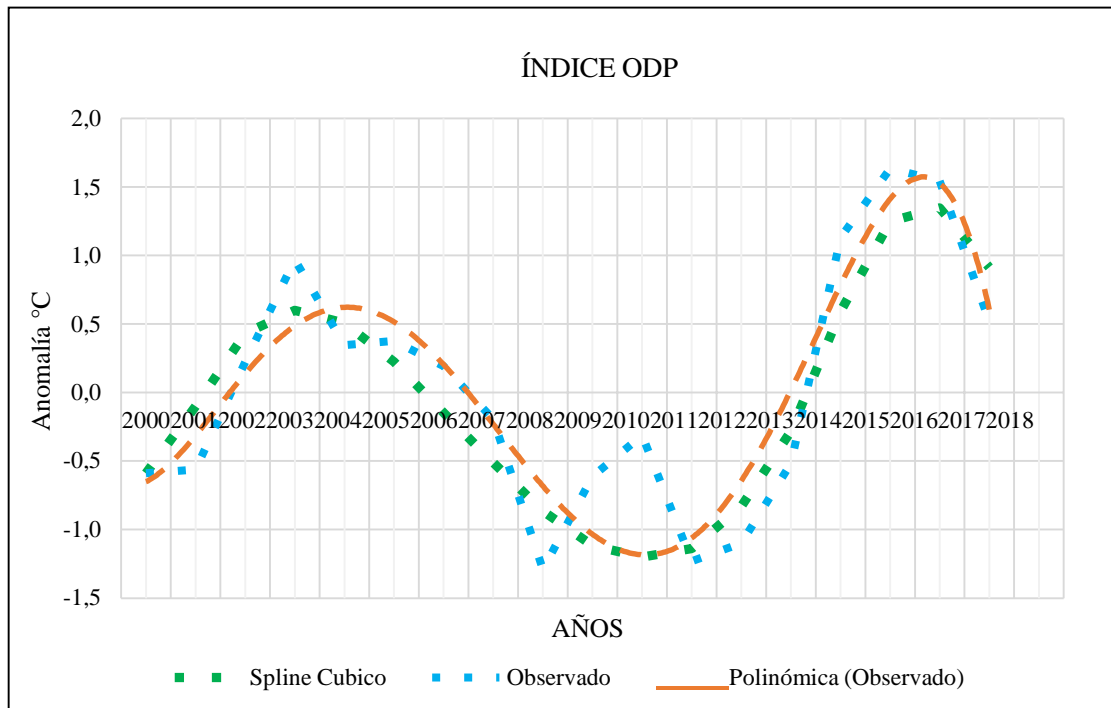


Figura 27: Gráfico Índice ODP; Spline Cúbico, Valor observado y Polinómica

3.2.1.7. Análisis de la creación del Índice Oceánico Costero; IOC

El índice IOC, ha sido propuesto por el autor para definir o interpretar de manera óptima El Niño Costero. Para la definición del Índice IOC se han utilizados los datos de dos índices oceánicos; TNI y ODP, teniendo en consideración que en el contexto del presente estudio postulamos la influencia del ODP en la generación de El Niño Modoki y El Niño Costero, a continuación, se describen las características de los índices TNI y ODP.

Índice oceánico TNI

Es el Niño 1+2 estandarizado menos el Niño 4, con una media móvil de 5 meses, que luego se estandariza usando el período 1950-1979

- Intervalo de tiempo: mensual
- Cobertura de tiempo: 1870 hasta el presente
- Estado de actualización: actualizado mensualmente

Las series de tiempo están disponibles en:
https://psl.noaa.gov/gcos_wgsp/Timeseries/Data/tni.long.data

Índice oceánico ODP

ODP se define por anomalías de la temperatura de la superficie del mar (TSM) en la cuenca del Pacífico Norte central y occidental hacia los polos de 20 °N. (también está asociado con variaciones de TSM en el Pacífico tropical central y oriental), y las variaciones de la TSM en el Pacífico septentrional oriental (a lo largo de la costa occidental de América del Norte). Los análisis fueron calculados basados en la matriz de covariancia temporal durante el período de registro de 1900-1993

- Intervalo de tiempo: mensual
- Cobertura de tiempo: 1900 a junio 2021
- Estado de actualización: actualizado periódicamente

Las series de tiempo del ODP están disponibles en:
https://psl.noaa.gov/gcos_wgsp/Timeseries/Data/pdo.long.data

El procedimiento consiste en el cálculo de la media de los índices oceánicos TNI y ODP (mensual), luego para obtener el valor IOC para un determinado mes, se efectúa una normalización (del resultado obtenido) en base al promedio de los tres últimos meses (incluye el mes a ser calculado).

La siguiente expresión permite calcular el índice IOC

$$(IOC)_j = \frac{1}{n} \sum_{k=1}^n I_{jk} \quad \text{Ec. 10}$$

Donde:

n=3, número de meses consecutivos

$$I_j = \frac{(ODP)_j + (TNI)_j}{2}$$

$(ODP)_j$ Es el índice Oscilación Decadal del Pacífico para el mes j.

$(TNI)_j$ Es el índice Trans Niño para el mes j.

$(IOC)_j$ Es el índice Oceánico Costero propuesto para el mes j.

La ecuación polinómica determinada para este índice es del orden 5; coeficiente de determinación $R^2= 0.94$, el cual nos indica el buen ajuste de la curva.

A continuación, se presenta la ecuación polinómica para IOC:

$$Y = 3E-05x^5 - 0.0014x^4 + 0.0282x^3 - 0.228x^2 + 0.7635x - 0.7031 \quad \text{Ec. 11}$$

$$R^2 = 0.94$$

En la sección de resultados correspondiente a la sección del Índice IOC, se presenta los datos utilizados y las series de tiempo calculados para el índice IOC.

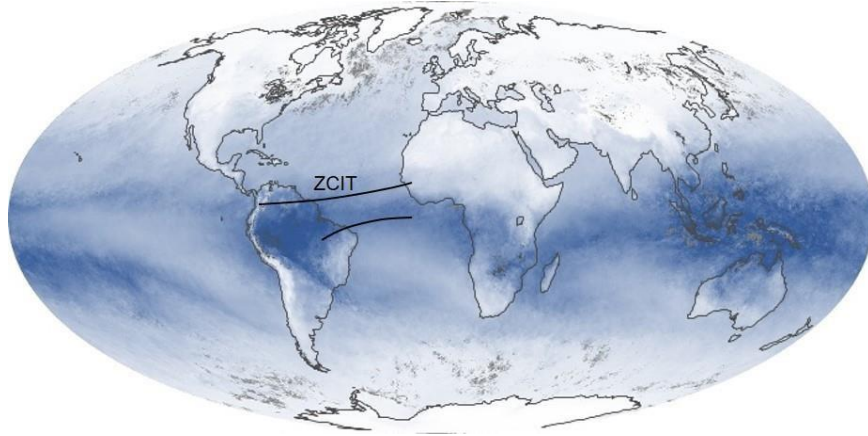
3.2.2. Análisis espacio-temporal de la Zona de Convergencia Intertropical ZCIT

En base a las imágenes satelitales, se ha efectuado un análisis cualitativo de observación y comparación para determinar el desplazamiento de masas desde la ZCIT hacia el continente sudamericano. La fuerte actividad convectiva en la ZCIT propició la formación de sistemas nubosos de gran desarrollo vertical, ocasionando lluvias intensas al interior del litoral ecuatoriano y peruano (Pacheco *et al.* 2019). Se hicieron seguimientos mediante los mapas satelitales proporcionados por WC, los cuales mostraron la evolución y desplazamiento de las masas nubosas o de aire, permitiendo estimar en forma indirecta las precipitaciones. Las imágenes se pueden obtener de la Web: <https://weather.com/maps/satellite/southamerica-weather-map>

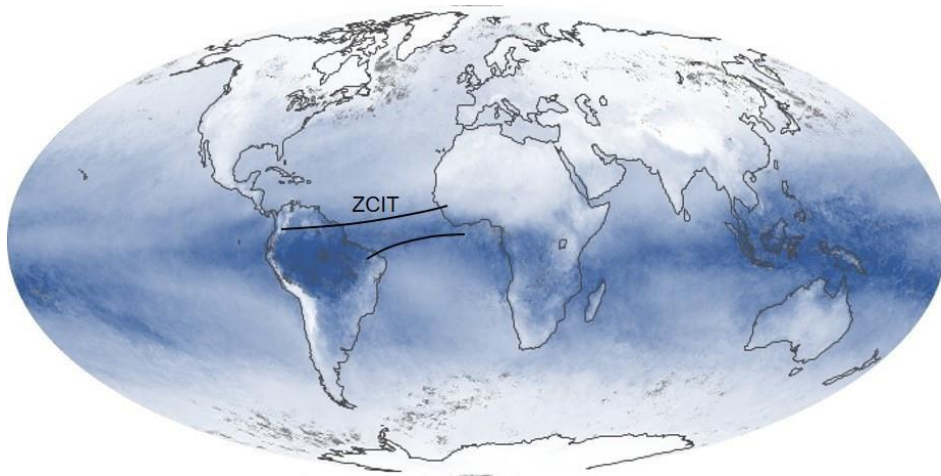
Para determinar la franja de la ZCIT, se ha utilizado imágenes satelitales que muestran el Vapor de Agua proporcionados por los servicios de “El Dorado Weather”, los cuales definen adecuadamente esta zona. Estas imágenes muestran la cantidad promedio de vapor de agua en una columna de atmósfera en un mes determinado. Las unidades se dan en centímetros, que es la cantidad equivalente de agua que se podría producir si todo el vapor de agua en la columna se condensara. Las cantidades más bajas de vapor de agua (0 centímetros) aparecen en blanco, y las cantidades más altas (6 centímetros) aparecen en azul oscuro. Las áreas de datos faltantes aparecen en tonos de gris. Los mapas se basan en datos recopilados por el sensor de espectroradiómetro de imágenes de resolución moderada (MODIS) en el satélite Aqua de la NASA.

En los trópicos, una banda de aire húmedo se muestra al norte y al sur, esta banda de humedad es parte de la zona de convergencia intertropical, ZCIT donde los vientos alisios del este de cada hemisferio convergen y producen tormentas y nubes casi a diario (Weather

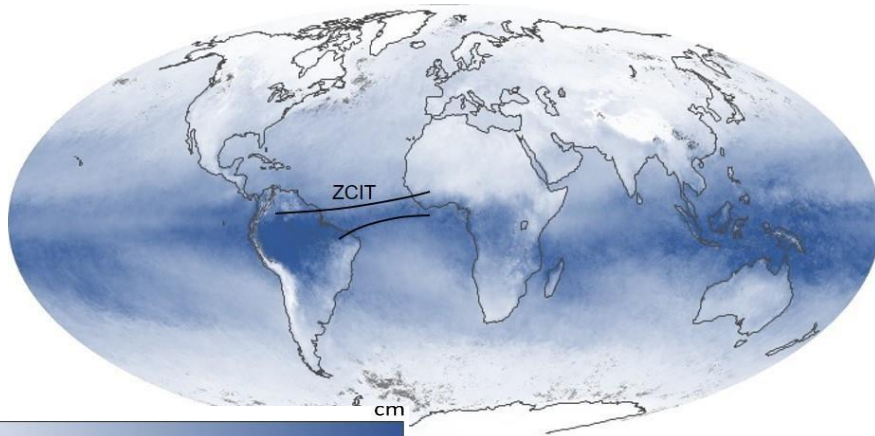
2017). Otro patrón que aparece en la serie temporal es que las cantidades de vapor de agua sobre las áreas terrestres disminuyen más en los meses de invierno que las áreas oceánicas adyacentes. Esto se debe principalmente a que las temperaturas del aire sobre la tierra caen más en invierno que las temperaturas sobre el océano. El vapor de agua se condensa más rápidamente en aire más frío (Weather 2017). En la Figura 28, se muestran mapas de imágenes satelitales del vapor de agua, definiendo la Zona de Convergencia Intertropical ZCIT, donde se observa una franja de vapor de agua a lo largo de la zona ecuatorial, el cual constituyó otro de los factores que ocasionaron las precipitaciones extremas en la zona norte del Perú en el año 2017.



a



b



c

Figura 28: Mapa de la Zona de Convergencia Intertropical ZCIT, donde se observa una franja de vapor de agua a lo largo de la zona ecuatorial sudamericana, como otro de los factores que ocasionaron las precipitaciones extremas en la zona norte del Perú en el año 2017; meses de enero (a), febrero (b) y marzo (c)
 FUENTE: El Dorado Weather (2017).

IV. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

4.1. RESULTADOS

4.1.1. Evaluación de los Índices Oceánicos en la ocurrencia de ENOS Costero

En el desarrollo del presente estudio, se han analizado diferentes índices oceánicos relacionados con ENOS, para determinar cuál de estos índices es el más adecuado para poder determinar un ENOS Costero, debido a que no existe un índice específico para determinar este tipo de ENOS. Se ha tomado los valores de la anomalía de temperatura de los meses de enero a marzo de 2017 (se ha considerado estos meses, porque son los meses en los que se ha manifestado el Niño Costero). Para tal fin, se ha utilizado el promedio de los meses de enero a marzo de cada índice, bajo la premisa de que un valor igual o mayor a 1 °C, nos indica una anomalía positiva y la subsecuente presencia de ENOS. En el análisis de los índices no se ha considerado el índice SOI, debido a que éste índice utiliza valores de Presión Atmosférica.

Los valores de las anomalías de temperatura de cada índice se muestran en la Tabla 16. Los índices TNI e IOC fueron los que mostraron un valor superior a 1 °C, los cuales pueden ser utilizados para monitorear un ENOS Costero. En las siguientes secciones, se proporciona un análisis detallado de cada índice.

Tabla 16: Promedio de anomalías de temperatura de los Índices Oceánicos correspondiente a los meses de enero a marzo de 2017

Índice	Año 2017			Promedio
	Enero	Febrero	Marzo	
EMI	-0.51	-0.58	-0.68	-0.59
TNI	1.45	1.47	1.27	1.39
ONI	-0.30	-0.10	0.10	-0.10
1+2	0.33	0.92	1.56	0.94
ODP	0.77	0.70	0.74	0.74
IOC	1.18	1.11	1.07	1.12

4.1.1.1. Índice Niño Modoki; EMI

En esta sección se ha tratado la ocurrencia de El Niño Modoki, porque es la causa de la generación de La Niña Modoki y por consiguiente su repercusión en la generación de El Niño Costero, por tal motivo trataremos en mayor detalle su impacto.

En la Figura 29, se muestra un gráfico de El Niño Modoki y La Niña Modoki, donde se observa valores positivos (meses de enero a marzo) indicando la presencia de El Niño Modoki, luego la curva presenta un descenso (valores negativos) desde el mes de junio de 2016 hasta el mes de junio de 2017, indicando la presencia de La Niña Modoki.

Como se puede observar, este Índice define adecuadamente la presencia de El Niño Modoki y La Niña Modoki, pero no define El Niño Costero.

El coeficiente de determinación es de 0,9, lo cual nos indica un ajuste regular del modelo.

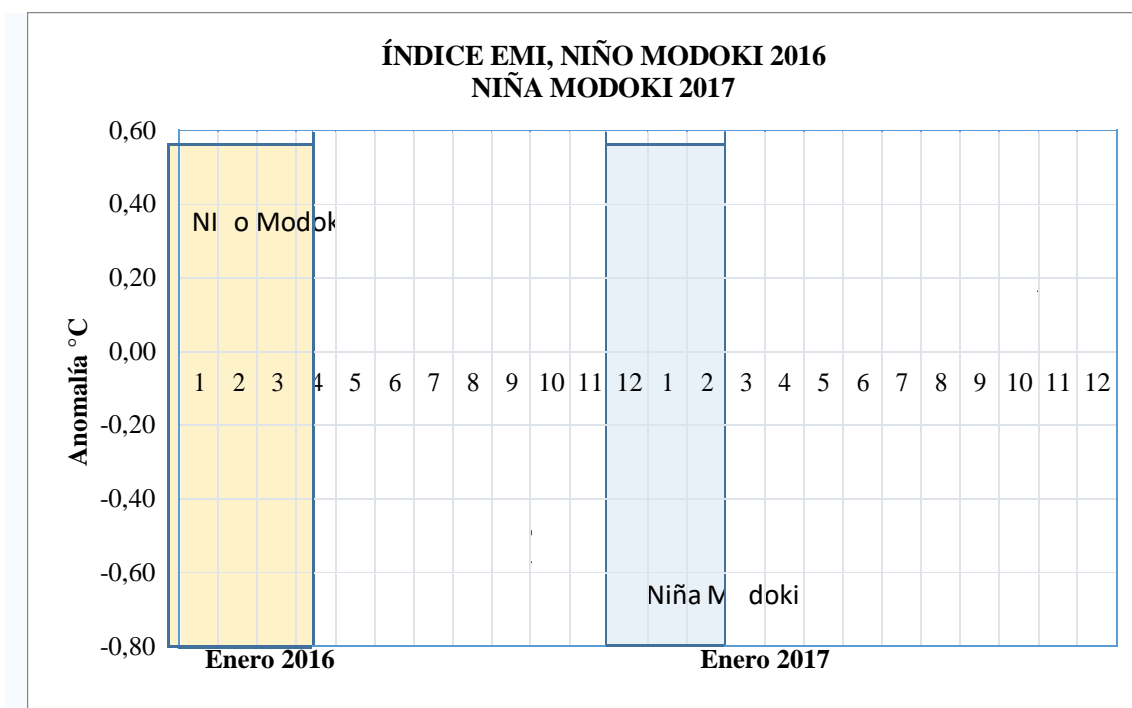


Figura 29: Series de tiempo del Índice EMI: La línea punteada representa la curva suavizada. La barra amarilla indica la presencia del Niño Modoki y la Barra azul indica la presencia de la Niña Modoki

Sobre el Índice EMI, se han realizado modelos para su predicción, como por ejemplo el modelo desarrollado por SINTEX-F (Figura 30), en el cual se confirma la condición del Pacífico tropical desde setiembre de 2016 hasta febrero de 2017 y calificado como un evento de La Niña Modoki. La predicción efectuada obtiene observaciones relativamente correctas, cuyo modelo es un sistema de predicción estacional de Japón (Morioka & Behera 2018), (desarrollado en JAMSTEC bajo la colaboración de EU-Japón).

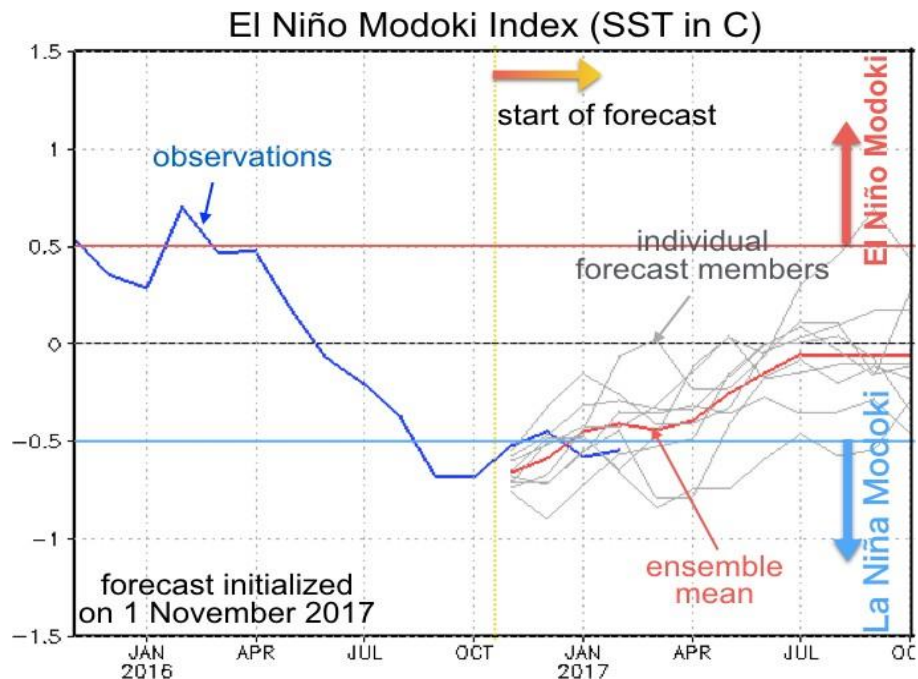


Figura 30: Predicción de valores del Índice EMI, realizado por SINTEX-F, en el cual se logra reproducir los datos observados para el Índice de El Niño Modoki

FUENTE: SINTEX-F

4.1.1.2. Índice Trans Niño; TNI

De igual manera para la interpretación del Índice TNI, se ha utilizado la ecuación polinómica, cuyos resultados muestran adecuadamente el modelo y los valores calculados coinciden regularmente con los valores observados (Figura 31).

En el ploteo de las series de tiempo, se ha considerado información de los años 2016 y 2017. El coeficiente de determinación de la ecuación polinómica es de 0.95, el cual nos indica un ajuste regular del modelo.

De acuerdo al análisis efectuado en este estudio, este Índice podría ser usado para determinar la ocurrencia de El Niño Costero, sin embargo, no define El Niño Modoki.

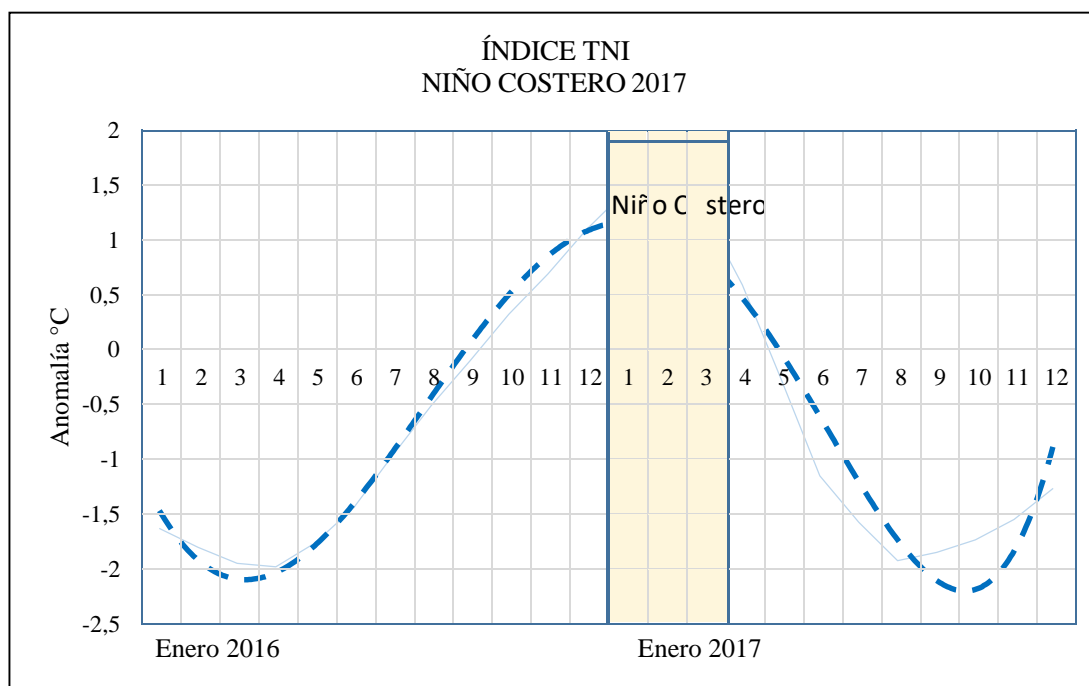


Figura 31: Series de tiempo del Índice TNI: La línea punteada representa la curva suavizada. La barra amarilla indica la presencia de El Niño Costero

4.1.1.3. Índice Niño Oceánico; ONI

Este Índice usa los datos de la Región 3.4, para definir el Niño y la Niña, usado por NOAA, y se usa conjuntamente con el índice Trans-Niño (TNI). En la Figura 32, se muestra un gráfico del Índice ONI, tanto para El Niño Modoki 2016 y La Niña Modoki 2017. La curva calculada está realizada en base a la ecuación polinómica, el cual representa adecuadamente las series de tiempo y coincidiendo con los datos observados.

El coeficiente de determinación R^2 obtenido a través de la ecuación polinómica muestra un valor de 0.99, el cual nos indica un buen ajuste de la curva. Este Índice representa muy bien la presencia de El Niño Modoki, pero no define adecuadamente tanto La Niña Modoki como El Niño Costero.

Durante el año 2016 (meses de enero a marzo) en la Región 3.4 (zona central del Pacífico) se presentó un valor ONI de $2.5\text{ }^{\circ}\text{C}$ generando el Niño Modoki. En el año 2017 (enero a marzo),

en la Región 3.4 se presentó un valor ONI de $-0.3\text{ }^{\circ}\text{C}$, indicando la presencia de La Niña Modoki, y consecuentemente generando al Niño Costero en la Zona norte del Perú. Los datos ONI, pueden descargarse de la web: https://origin.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ONI_v5.php

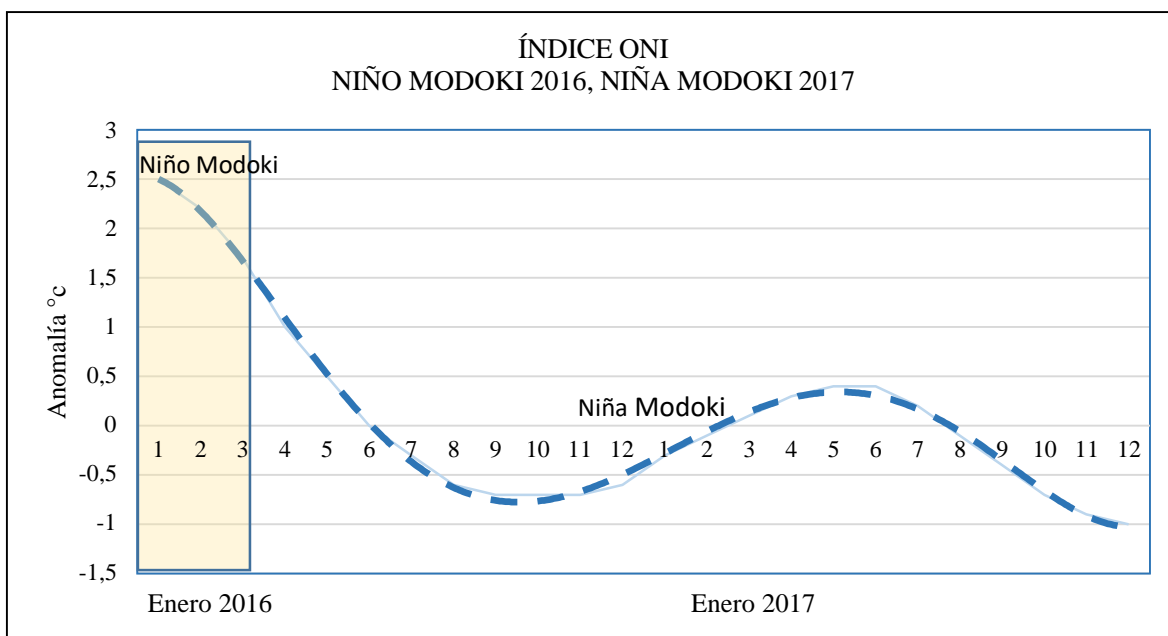


Figura 32: Series de tiempo del Índice ONI: La línea punteada representa la curva suavizada. La barra amarilla indica la presencia de El Niño Modoki

4.1.1.4. Índice Costero; 1+2

En la Figura 33, se muestra un gráfico del Índice Costero 1+2. La curva calculada está realizada en base a la ecuación polinómica, el cual representa regularmente la curva de datos observados, cuyos valores del coeficiente de determinación es de 0.9, indicando una correlación regular.

Este índice tanto en el mes de enero de 2016 y 2017, presentaron casi los mismos valores de TSM, lo cual no permitió distinguir adecuadamente la presencia de El Niño Costero.

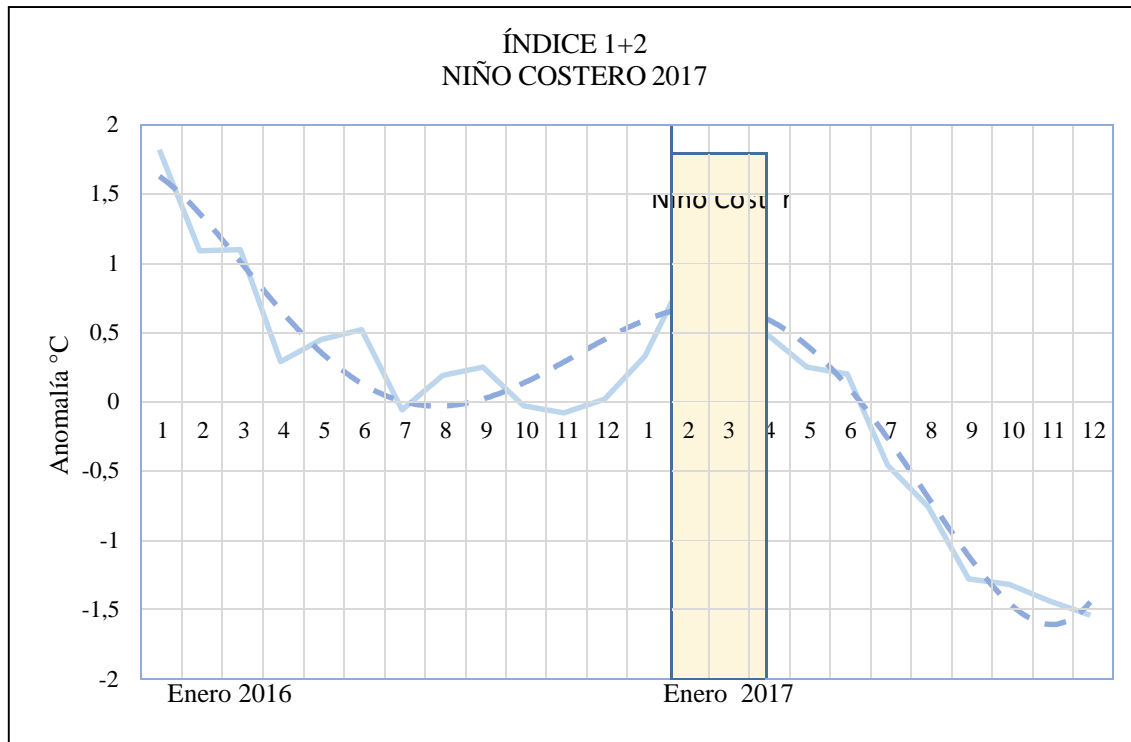


Figura 33: Series de tiempo del Índice 1+2: La línea punteada representa la curva suavizada. La barra amarilla indica la presencia de El Niño Costero

4.1.1.5. Índice Oscilación del Sur; SOI

En la Figura 34, se muestra un gráfico del Índice SOI. En los meses de enero a marzo de 2016, se presentaron valores negativos de la influencia atmosférica, lo cual es coherente con la presencia de aguas calientes y definiendo adecuadamente la presencia de El Niño Modoki.

Para el año 2017, se observa que durante los meses de enero a marzo de 2017 el Índice tenía un promedio cercano a “0”, es decir en una posición neutral. Por lo tanto, la información proporcionada por SOI, no es de utilidad ni recomendable como elemento predictor para determinar El Niño Costero.

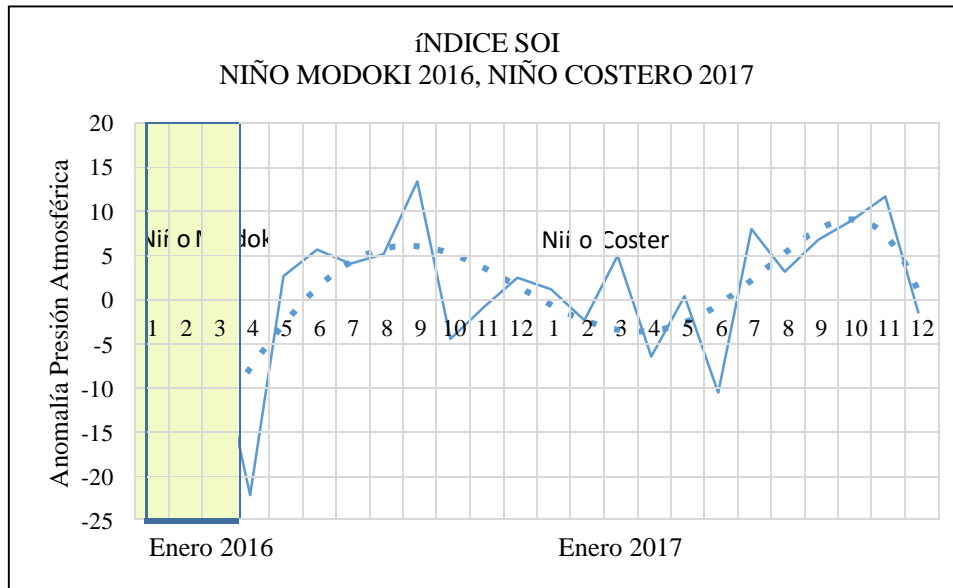


Figura 34: Series de tiempo del Índice SOI: La línea punteada representa la curva suavizada. La barra amarilla indica la presencia de El Niño Modoki

4.1.1.6. Índice Oscilación Decadal del Pacífico; ODP

En la Figura 35, se muestra un gráfico del Índice ODP, para evaluar la ocurrencia de El Niño Modoki 2016 y El Niño Costero 2017. La curva calculada está realizada en base a los promedios anuales de las anomalías y la ecuación polinómica representa regularmente la curva de los valores observados.

Se han tomado datos de información desde el año 2000, años durante los cuales se han presentado tres fases; de calentamiento, enfriamiento y calentamiento (2017). Durante los años 2001 al 2007, se observa una fase positiva, a partir del 2007 al 2013, se observa una fase negativa. Del 2013 al 2017 se observa una fase positiva, mostrando el pico más alto en el año 2016, año en el cual se presentó el Niño Modoki, que podría haber influido o incrementando los efectos en la generación especial de El Niño Modoki y probablemente sería una de las causas en la generación de El Niño Modoki, ya que este evento en relación a su ocurrencia no está bien definido, así como el lapso del tiempo en el cual se presenta.

El coeficiente de determinación (0.8), es regularmente representativo, lo que nos indica un ajuste aceptable del modelo.

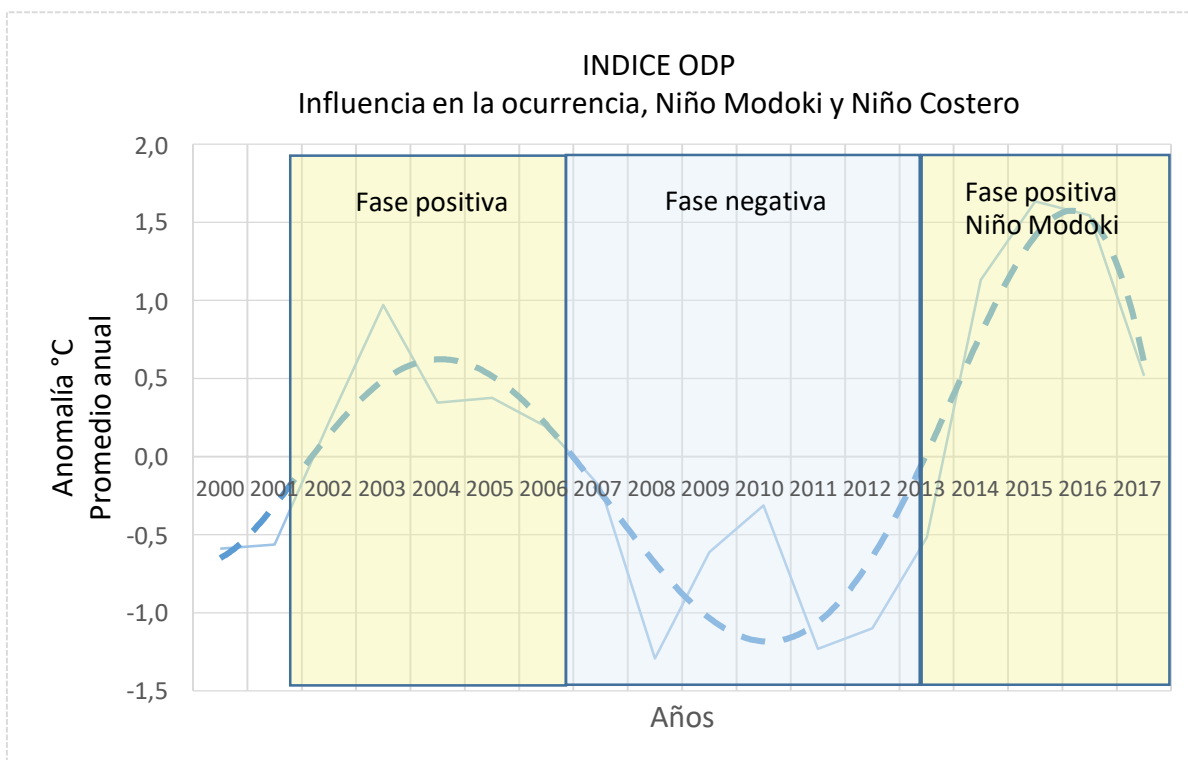
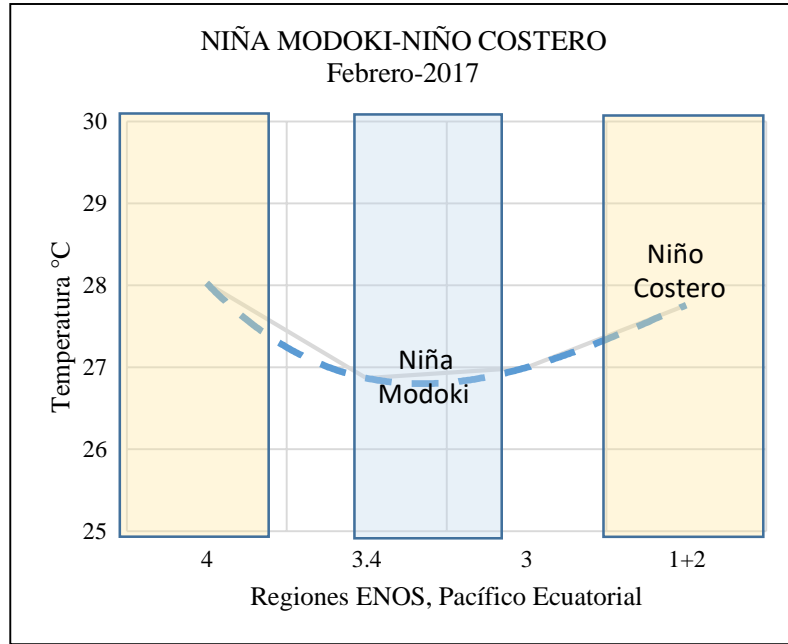


Figura 35: Series de tiempo del cambio de fases en la Oscilación Decadal del Pacífico (ODP): La línea punteada representa la curva suavizada. La barra amarilla indica fases positivas (calentamiento). La barra en azul indica fases Negativas (enfriamiento)

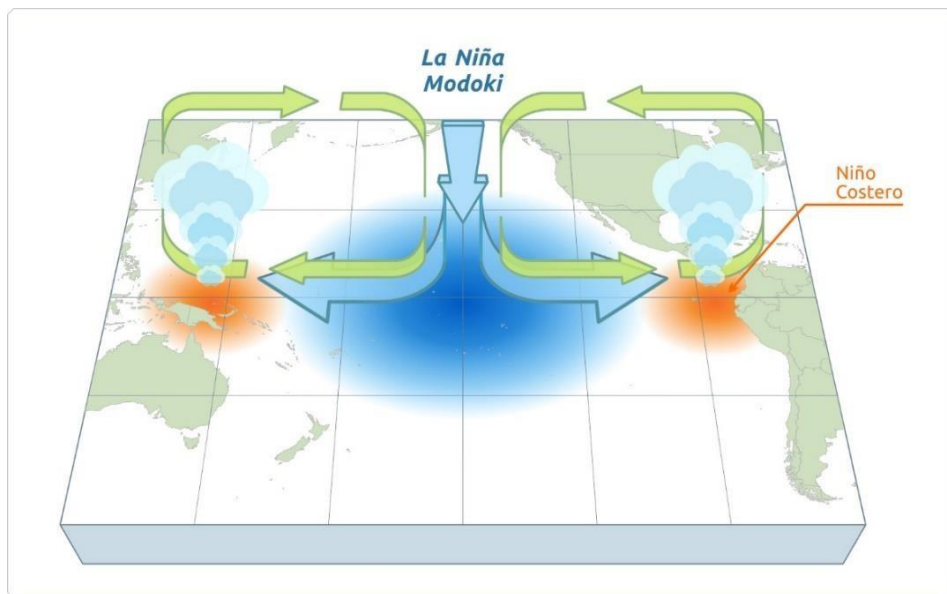
4.1.2. Interacción de El Niño Modoki, La Niña Modoki y El Niño Costero

4.1.2.1. Regiones El Niño 4, 3.4, 3 y 1+2 en la definición de El Niño Modoki

En base a los datos de los Índices que definen la región ecuatorial del Pacífico (Regiones El Niño), se ha efectuado un gráfico de la ocurrencia de La Niña Modoki y El Niño Costero para el mes de febrero de 2017 (Figura 36).



a



b

Figura 36: (a) Conjunción de valores de la TSM de las regiones 4, 3.4, 3 y 1+2. La curva en la región central (3.4 y 3) muestra la presencia de la Niña Modoki y en el margen derecho se observa la región (1+2), indicando la presencia de El Niño Costero. (b) Mapa de la región ecuatorial del Pacífico mostrando la ubicación de la Niña Modoki y el Niño Costero

Análisis de la Niña Modoki 2017 y Niño Costero 2017;

Se han analizado las regiones El Niño, para los meses de enero, febrero y marzo de 2017, cuyas curvas muestran un efecto interesante, que se describe a continuación:

- Para el mes de enero de 2017, (Figura 37a), en la región 3.4 y 3, se observa un valor bajo de la TSM (25 °C), indicando la presencia de la Niña Modoki y la región 1+2, también presenta un valor bajo de la TSM (25.8 °C).
- Para el mes de febrero de 2017, (Figura 37b) en las regiones 3.4 y 3, se observa un ligero incremento de TSM (26.8 °C) y en la región 1+2, se observa un incremento de la TSM (27.9 °C), indicando ya la presencia de El Niño Costero.
- Para el mes de marzo de 2017 (Figura 37c), en la región 1+2, se observa que la temperatura continuó incrementándose (28.7°C), definiendo la presencia de El Niño Costero.

Utilizando de manera conjunta todos los valores de los Índices de la Región Central del Pacífico, se obtiene una mejor información para definir la Niña Modoki, y por consiguiente predecir la ocurrencia de El Niño Costero, motivo del presente Estudio.

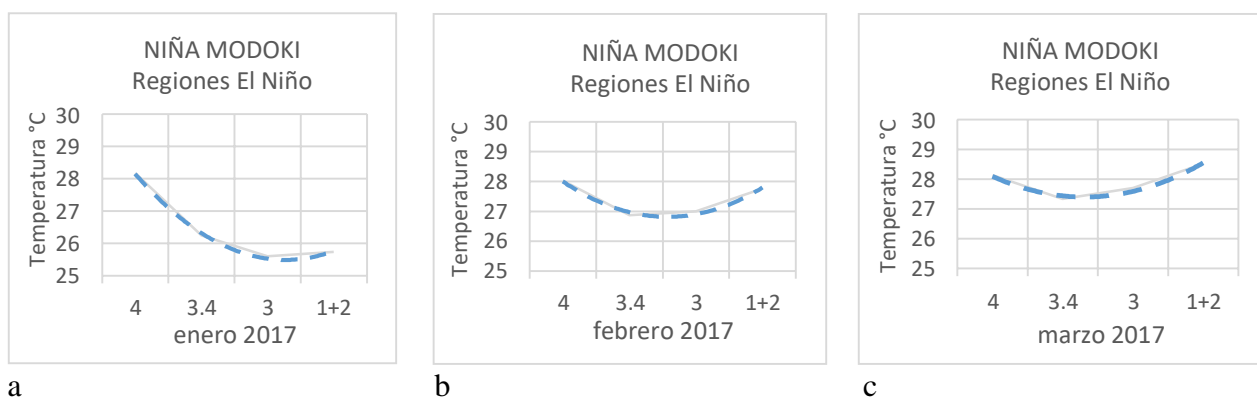


Figura 37: Gráfico de valores de la TSM de las cuatro regiones de El Niño vs el Tiempo

Nota: (a) enero 2017; en las regiones 3.4, 3 y 1+2, se observan valores bajos de la TSM (25 °C-25.8 °C) indicando la presencia de la Niña Modoki. (b) febrero de 2017; en las regiones 3.4 y 3, se observa un valor de la TSM (26.8 °C), y en la región 1+2 se presenta un incremento en la TSM (27.9 °C). (c) marzo 2017; en la región 1+2 se observa un mayor incremento de la TSM (28.5°) definiendo el ENOS Costero.

4.1.2.2. Proyecciones de valores de temperatura - febrero y marzo de 2017

Proyección para el mes de febrero 2017

Tomando los valores de temperatura observados para el mes de enero 2017 y considerando el valor de $X = 5$ (Tabla 17), se obtiene la proyección para el mes de febrero 2017 de la zona 1 + 2. El valor obtenido es de 27.05 °C, indicando un aumento de la TSM, y comparado con el valor observado de 27.76 °C, hay una diferencia relativa de -0.71 (Figura 38).

Proyección para el mes de marzo

Considerando el valor de $X = 6$, tenemos la proyección para el mes de marzo 2017. El valor obtenido es de 29,37 °C, representando un mayor incremento de la TSM (respecto al mes anterior), y comparando con el valor observado de 28,52 °C, hay una diferencia de 0,84 °C, indicando una aproximación adecuada y la utilidad de la ecuación para fines predictivos (Tabla 17) (Figura 39).

Tabla 17: Datos observados del mes de enero y valor proyectado para la región 1 + 2 (meses; febrero y marzo 2017)

Región	Período "X"	"Y" °C Observado (enero)	"Y" °C Calculado (enero)	Residuos °C
4	1	28.18	28.16	- 0.02
3.4	2	26.25	26.33	0.08
3	3	25.61	25.53	- 0.08
1+2	4	25.75	25.78	0.03
		Observado (febrero)	Proyectado (febrero)	
1+2	5	27.76	27.05	- 0.71
		Observado (marzo)	Proyectado (marzo)	
1+2	6	28.52	29.37	0.84

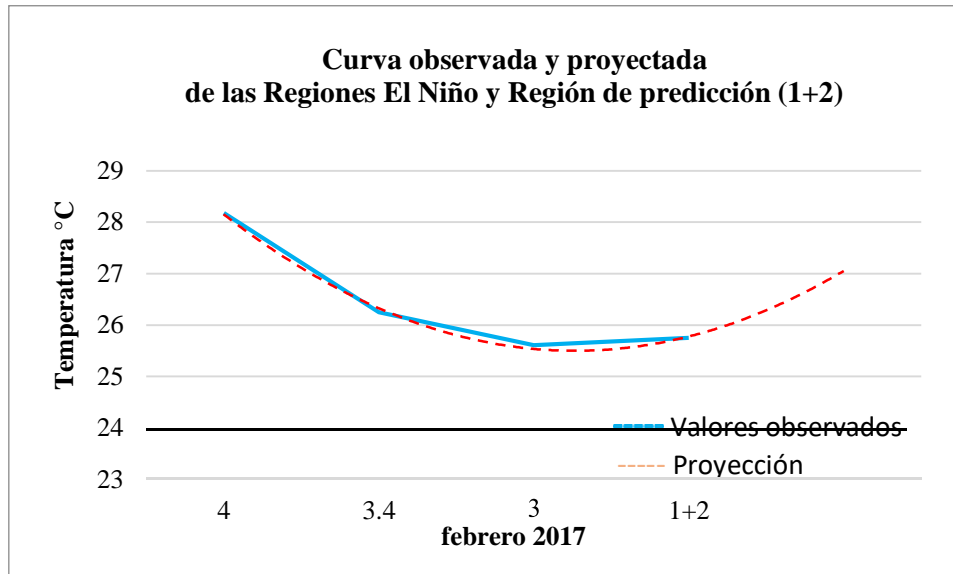


Figura 38: Ejemplo de proyección (TSM) para la zona 1+2 (Niño Costero) para el mes de febrero 2017

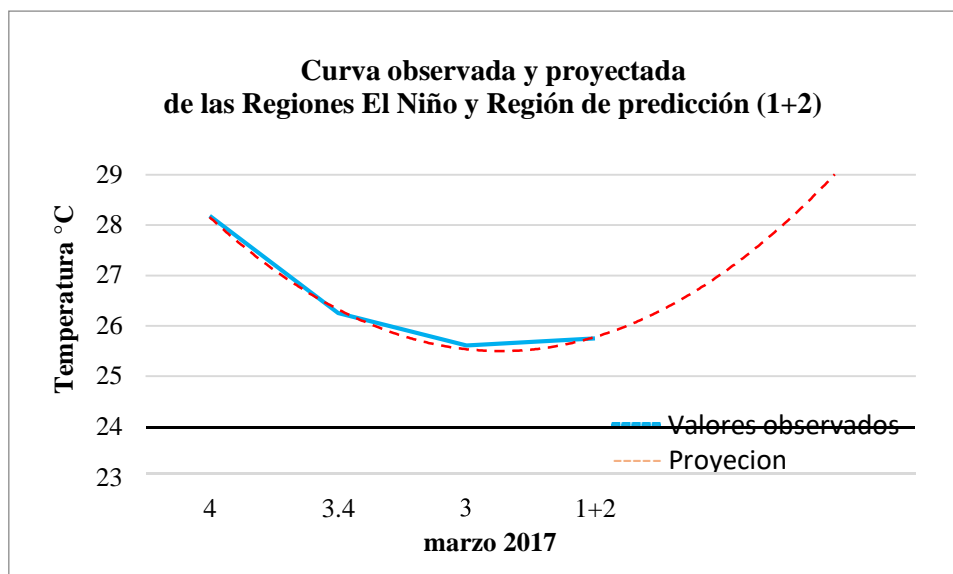


Figura 39: Ejemplo de proyección (TSM) para la zona 1+2 (Niño Costero) para el mes de marzo 2017

4.1.2.3. Modelización de Curvas Patrón para ENOS-Canónico y ENOS-Modoki

Con la finalidad de establecer Curvas Patrones de la ocurrencia de ENOS, se han utilizado los datos de la ocurrencia de El Niño en condiciones normales del año 2013 y de los Niños más fuertes ocurrido durante los años de 1998 (Niño Canónico), 2016 (Niño Modoki) y 2017 (Niña Modoki), (Figura 40). Las curvas se han obtenido en base al Índice ONI para las Regiones 4, 3.4, 3 y 1+2, para cada mes.

Análisis para El Niño condiciones normales de 2013

El patrón de la curva de El Niño Normal es de forma semi convexa

- Para el mes de enero, la zona 1+2 (en relación a las demás regiones) presenta un valor bajo de TSM.
- Para el mes de febrero, la zona 3.4, 3 y 1+2, presentan un valor de TSM casi constante.
- Para el mes de marzo, las zonas 3.4, 3 y 1+2, se incrementa la temperatura, pero manteniendo una semi horizontalidad

En la zona 1+2, la TSM alcanzada en el mes de marzo es de 26.8 °C (Figura 40 a).

Análisis para El Niño Canónico de 1998

El Patrón de la curva de El Niño Canónico es de forma casi horizontal

- Para el mes de enero (zona 3.4), se observa un valor alto de TSM y en la zona 1+2, se observa un valor ligeramente bajo en relación a la zona 3.4.
- Para el mes de febrero, (zona 3.4), continúa presentando un valor alto de TSM y la zona 1+2, un valor igual a la zona 3.4 e incluso ligeramente superior.
- Para el mes de marzo, (zona 3.4), mantiene un valor alto de TSM, pero menor en relación al mes anterior, pero sin embargo la zona 1+2, muestra un valor más alto en relación al mes anterior, indicando sus mayores efectos ocurridos durante este mes.
- Para este evento la zona 1+2, presentó un valor alto de TSM de 29.2°C (Figura 40 b)

Análisis para El Niño Modoki 2016

La curva patrón para El Niño Modoki es en forma cóncava al inicio del mes de enero,

- Para el mes de enero (zona 3.4), se observa un valor alto de TSM y en la zona 1+2, el valor más bajo de temperatura
- Para el mes de febrero, (zona 3.4), se mantiene el valor alto de TSM y en la zona 1+2, se observa un ligero incremento, pero la tendencia de la curva sigue inclinada
- Para el mes de marzo, (zona 3.4), se mantiene el valor alto de TSM y en la zona 1+2, se observa un ligero incremento, pero la tendencia de la curva se mantiene baja (27.6 °C)

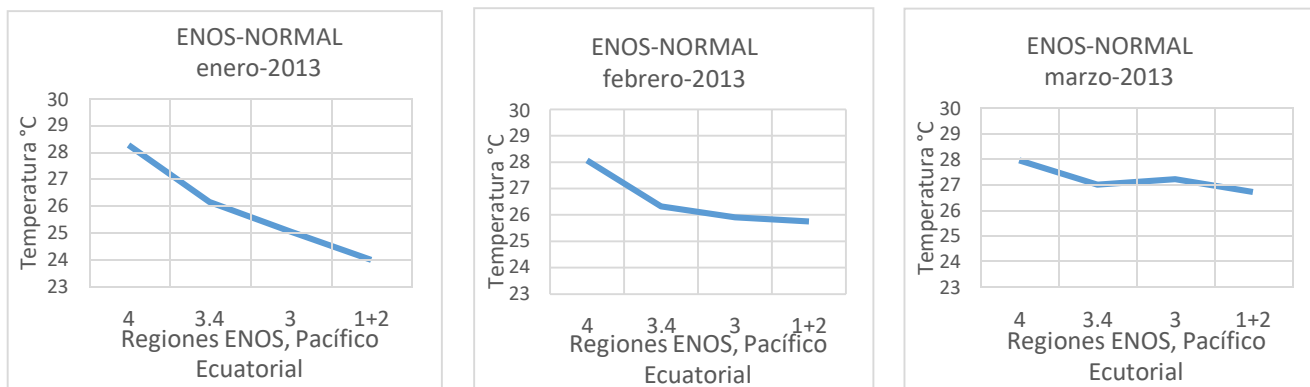
Como es de conocimiento la ocurrencia de ENOS-2016, no tuvo efecto en el Perú, y tal como se muestra en la tendencia de la curva en la zona 1+2. (Figura 40 c)

Análisis para La Niña Modoki 2017

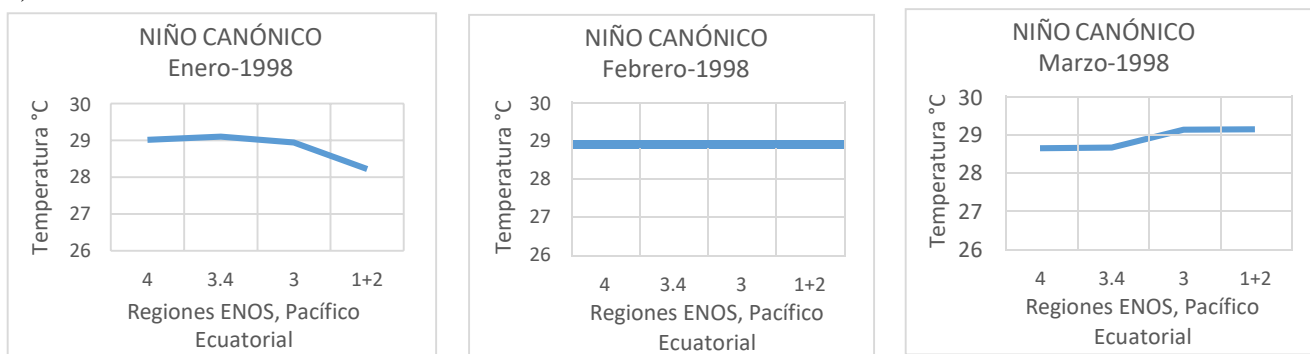
Esta curva muestra un efecto importante, ya que se observa en la zona 3.4 una disminución de TSM, indicando la presencia de La Niña Modoki

- Para el mes de enero, (zona 3.4), se observa un valor bajo de TSM, pero en la zona 1+2, se observa un incremento.
- Para el mes de febrero, (zona 3.4), se mantiene el valor bajo de TSM y en la zona 1+2, se observa un incremento continuo.
- Para el mes de marzo, (zona 3.4), se mantiene el valor bajo de TSM y la zona 1+2, se observa que la temperatura sigue incrementándose.

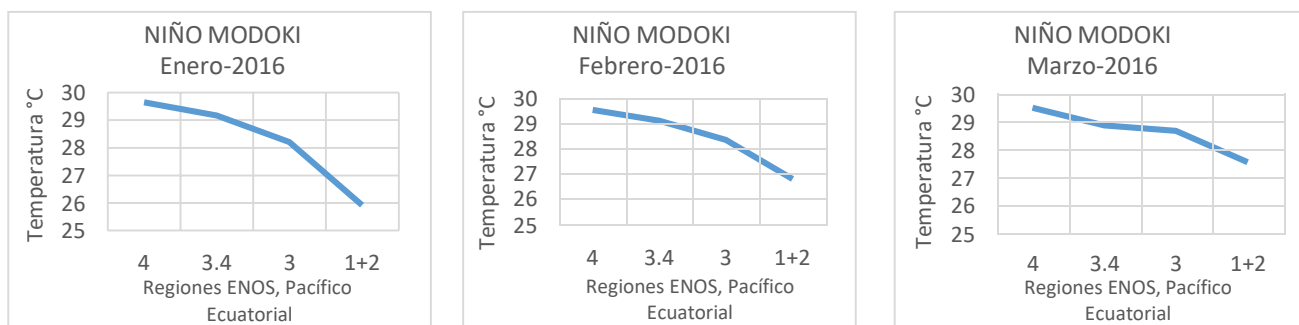
En la zona 1+2, durante los meses de enero, febrero y marzo se observó un incremento continuo de TSM (de 25.8, 27.8 y 28.5 °C respectivamente) y esta elevación de TSM en la zona 1+2, representó a la ocurrencia de El Niño Costero en la zona norte del Perú (Figura 40 d).



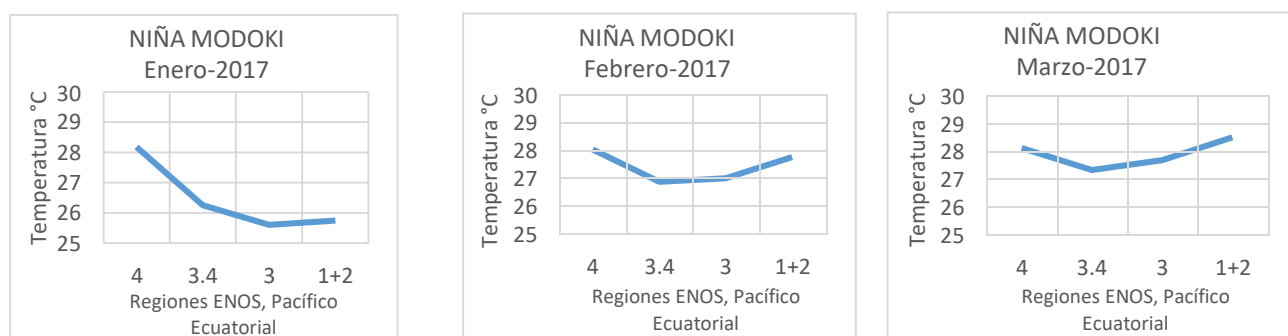
a)



b)



c)



d)

Figura 40: Gráficos de series de tiempo (enero a marzo); a) ENOS en condiciones normales del 2013. b) El Niño Canónico de 1998. c) El Niño Modoki del 2016. d) La Niña Modoki del 2017

Las tendencias de las Curvas muestran una característica importante de su ocurrencia para cada tipo de ENOS y de acuerdo al análisis polinómico efectuado se puede observar lo siguiente:

- El Niño en condiciones normales presenta una Curva semi Convexa a horizontal
- El Niño Canónico o Tradicional presenta una Curva Constante o lineal
- El Niño Modoki, presenta una Curva Cuadrática, en forma Cóncava
- La Niña Modoki, presenta una Curva Cuadrática, en forma Convexa y también estaría representado a El Niño Costero

4.1.3. Influencia de la ZCIT en la generación de ENOS Costero de 2017

En adición a los efectos generados por la ocurrencia de El Niño Costero, también hubo efectos adicionales causados por la generación de masas cargados de humedad y el desarrollo de Cúmulos (nubes de desarrollo vertical) en la ZCIT. La posición de la ZCIT normalmente se ubica en la zona ecuatorial, pero se desplazó más hacia el Sur (zona fronteriza entre Brasil, Perú), generando las fuertes precipitaciones que se han presentado en el País.

Para observar la influencia de la ZCIT, se han utilizado las imágenes satelitales del National Centers for Environmental Information (NCEI)-National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA), así como del Weather Channel “WC”.

En base a las imágenes satelitales se ha efectuado un análisis cualitativo de observación y comparación para determinar el desplazamiento de estas masas y sus efectos. Las imágenes satelitales muestran masas de nubes procedentes de la ZCIT desplazándose sobre el norte de Brasil y en dirección al territorio peruano (Figura 41)

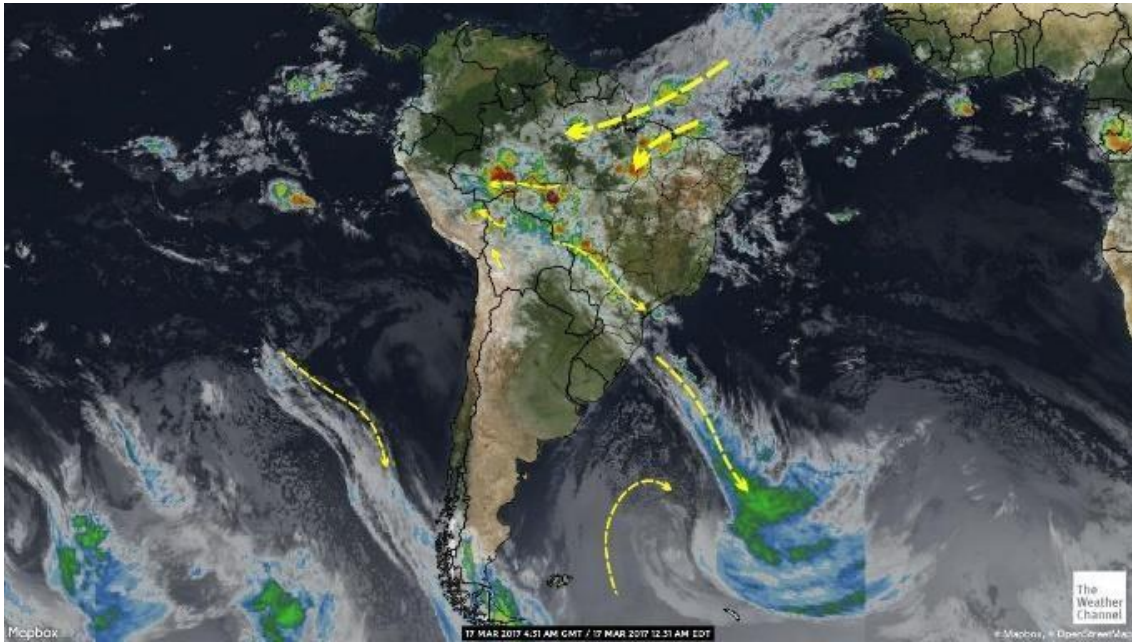


Figura 41: Mapa de las franjas ZCIT de fuertes precipitaciones y su desplazamiento en la parte superior de Sudamérica y su implicancia en el Perú, (17 de marzo de 2017)

FUENTE: Weather Channel (2017)

En base al desplazamiento de la ZCIT, se ha trazado la dirección de esta banda de nubes, el cual al llegar al territorio peruano y por la presencia de la Cadena de los Andes, estos divergen a ambos lados (parte superior e inferior del territorio peruano), de esta manera se distribuye las precipitaciones que acontecen a lo largo del País (Figura 42).

Adicionalmente en el mapa también se muestra la presencia de zonas atmosféricas de alta presión, tanto en la cuenca de los océanos Pacífico como del Atlántico denominados; Anticiclón del Pacífico Sur (APS) y Anticiclón del Atlántico Sur (AAS), estas zonas atmosféricas por sus características no presentan precipitaciones. A continuación, se describe las implicancias de ambos sistemas en El Niño Costero.

- **Anticiclón del Atlántico Sur (AAS)**

La ZCIT con masas de aire cargadas de humedad, habría generado que el AAS tenga una migración transitoria hacia la parte ecuatorial del Atlántico, generando vientos (en sentido antihorario) al nor este de Brasil que han trasladado las masas cargadas de humedad hasta el territorio peruano, generando las precipitaciones del 2017. Es

importante mencionar que estos sistemas de alta presión están modulados por las ondas de Rossby (sistema de gran escala) que se desarrollan en las latitudes medias cerca de América del Sur y el Océano Atlántico Sur, que se proyecta hacia el centro del anticiclón subtropical del Pacífico Sur para intensificar su área y fuerza.

- **Anticiclón del Pacífico Sur (APS)**

El APS, es un centro de alta presión atmosférica situado al sudeste del océano Pacífico (costas de Chile y Perú), impulsando los vientos alisios secos que se desplazan de sur a norte, sobre el mar y paralelos a la costa (impulsando también la corriente de Humboldt). Del análisis del Estudio, se observa que en la fase positiva o cálida de la (ODP) se presenta una extensión hacia el pacífico sur debilitando el APS, lo que genera que traslade aguas menos frías hacia la superficie debido a que la termoclina se profundiza, ocurriendo una menor advección hacia el Ecuador e incluso se observa alguna advección de aguas hacia el polo (línea discontinua de la Figura 41).

Este comportamiento (debilitamiento en la generación de los vientos alisios), habría generado también que El Niño Costero incida sobre la costa norte del Perú, permaneciendo estable y generando las intensas precipitaciones acontecidas durante los meses de enero a marzo del 2017.

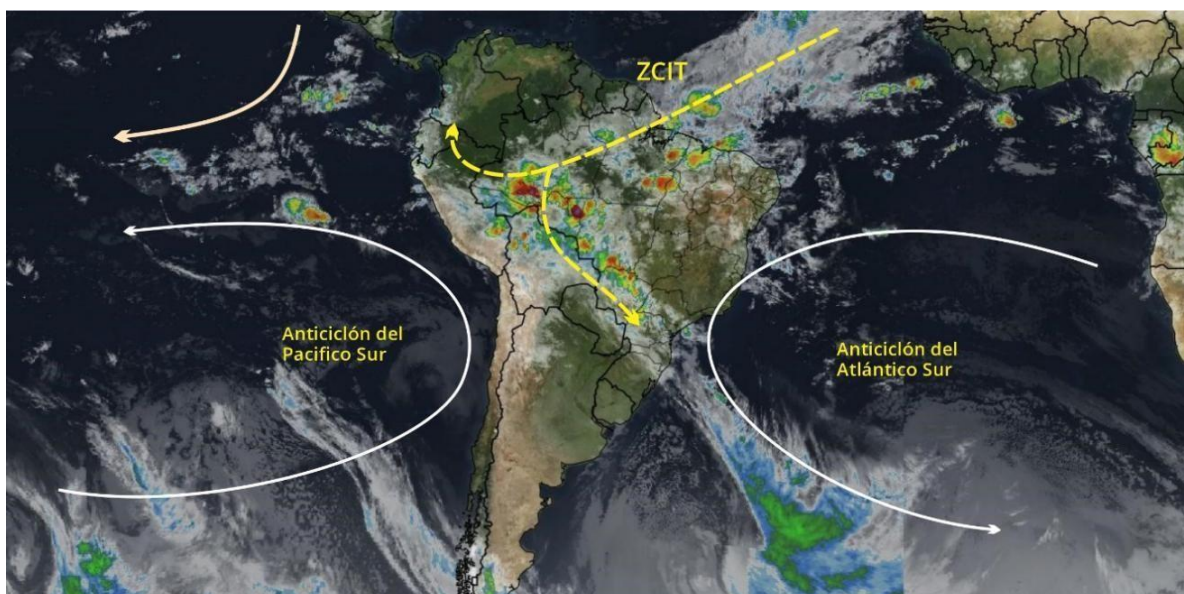


Figura 42: Esquema de la zona de convergencia de la ZCIT y su relación con la presencia de los Anticiclones del Pacífico sur y Atlántico sur (17 de marzo de 2017)

FUENTE: Weather Channel (2017)

- **Teleconexión de Circulación Atmosférica**

En los años de El Niño, toda la convección ecuatorial se mueve hacia el este, cambiando la posición de la circulación atmosférica (célula Walker), originando una celda descendente sobre el océano Atlántico, y dependiendo de la intensidad puede haber inhibición en la formación de nubes y, en consecuencia la deficiencia de precipitaciones en la región ZCIT (Greischar 1992). En el caso de El Niño Costero se han presentado patrones termodinámicos o teleconexiones de circulación atmosférica (zonas de alta presión) sobre la región tropical (cuena del Pacífico ecuatorial hacia la cuena del Atlántico ecuatorial), de igual modo los vientos Alisios han contribuido a desplazar las masas cargadas de humedad de la ZCIT hacia la parte nor oriental de Brasil y llegando a las zonas del territorio peruano, tal como se puede observar en el mapa satelital (del 1ro de febrero de 2017) (Figura 43).

La imagen se puede obtener de la web: <https://www.ncdc.noaa.gov/gibbs/html/GOE-13/IR/2017-02-01-00>

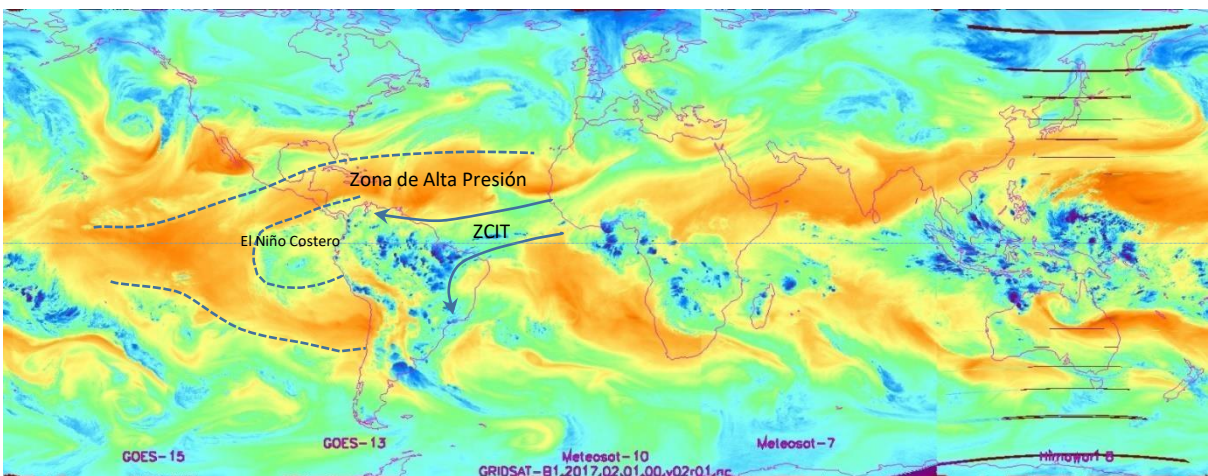


Figura 43: Imagen satelital (Vapor de agua-WP) de la circulación atmosférica en la Cuenca ecuatorial del Pacífico, (región 1+2 del 1ro de febrero del 2017), se observa una zona de convergencia positiva correspondiente al Niño Costero, así mismo en la Cuenca ecuatorial central del Atlántico, se observa la ZCIT desplazándose hacia la zona nor oriental del Brasil e incidiendo en el territorio peruano

FUENTE: NOAA (2017)

En la noche del viernes 4 y la madrugada del 5 de marzo, la provincia de Sullana (Piura)

registró lluvias de fuerte intensidad que se prolongaron por cerca de 13 horas, se obtuvieron valores de 138.1 mm (Estación Ardilla) y de 1671.1 mm (Estación de Lancones) (SENAMHI 2017). En el mapa satelital (Figura 44), se puede observar la zona atmosférica correspondiente al Niño Costero (masas de aire cargadas de humedad) que causaron fuertes precipitaciones en los lugares antes mencionados, así mismo se observa su relación con la ZCIT.

La imagen se puede obtener de la Web <https://www.ncdc.noaa.gov/gibbs/html/GOE-13/IR/2017-03-05-00>:

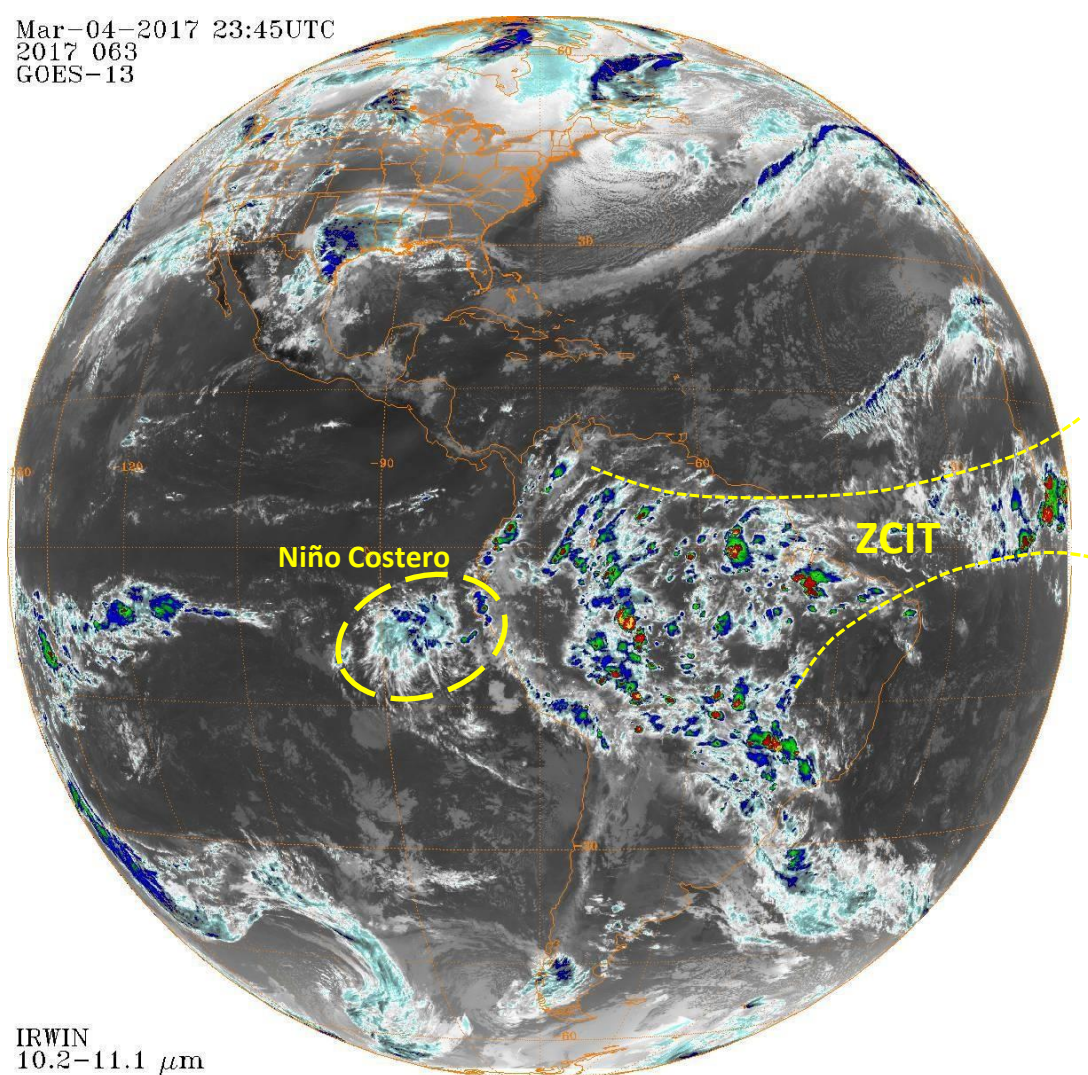


Figura 44: Imagen satelital (Vapor de agua-WP) de la circulación atmosférica en la Cuenca ecuatorial del Pacífico, (región 1+2 del 1ro de febrero del 2017), se observa una zona de convergencia positiva correspondiente al Niño Costero, así mismo en la Cuenca ecuatorial central del Atlántico, se observa la ZCIT desplazándose hacia la zona nor oriental del Brasil e incidiendo en el territorio peruano

FUENTE: NOAA (2017)

- **Influencia de la ZCIT y la generación de la precipitación durante los meses de enero a marzo del 2017**

En la Figura 45, se muestra el mapa del Perú con la cantidad de precipitación acontecida durante los meses de enero a marzo del 2017, como consecuencia de la interacción de El Niño Costero y la ZCIT (mapas satelitales Figuras 43 y 44), en los cuales se observa el ingreso de una gran cantidad de masas de aire cargadas de humedad e ingresando por la parte nor oriental y extendiéndose hacia la parte central y sur del Perú. El mapa de la Figura 45, nos permite corroborar lo observado en los mapas satelitales.

A continuación, se describen la cantidad de precipitación ocurrida en las diferentes regiones del País.

- Las zonas de color celeste a azul, presentan valores de 1000 a 1500 mm
- Las zonas de color verde oscuro, presentan valores de 300 a 550 mm
- Las zonas de color verde claro, presentan valores de 20 a 300 mm

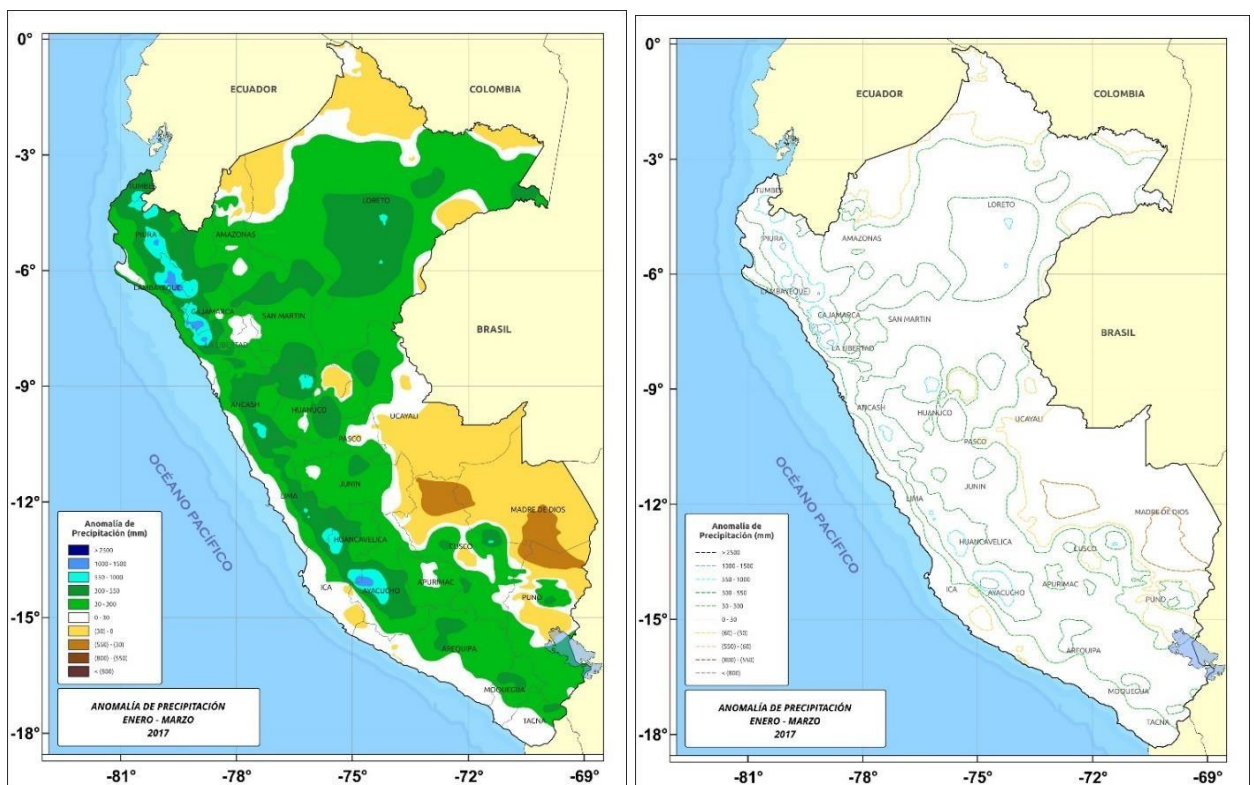


Figura 45: Mapa del Perú, mostrando la cantidad de precipitación acontecida durante los meses de enero a marzo del 2017

FUENTE: SENAMHI (2017).

4.1.4. Proposición de un Nuevo Índice Oceánico, en la determinación de ENOS Costero

El Índice Oceánico Costero IOC, ha sido propuesto por el autor para determinar la presencia de El Niño Costero. En el procedimiento se ha utilizado la media de los valores de los Índices TNI y ODP de cada mes y normalizado en un promedio de tres meses (Tabla 18), y las series de tiempo del índice se muestran en la Figura 46. Se han tomado datos de información desde el año 2016 al 2017, en el 2017 se observa la presencia de El Niño Costero. Durante el año 2016 (meses de enero a marzo) se presentó un valor promedio IOC de $-0.01\text{ }^{\circ}\text{C}$. En el año 2017 (enero a marzo), se presentó un valor promedio IOC de $1.12\text{ }^{\circ}\text{C}$, indicando la presencia de El Niño Costero en la Zona norte del Perú (para el presente índice se considera una anomalía positiva igual o superior a $1\text{ }^{\circ}\text{C}$).

Tabla 18: Procedimiento del análisis de los Índices ODP, TNI y cálculo del Índice IOC

AÑO	Meses	Índice ODP	Índice TNI	Media	Índice IOC
2016	Enero	1.53	-1.6	-0.05	-0.02
	Febrero	1.75	-1.8	-0.03	-0.06
	Marzo	2.40	-1.9	0.23	0.05
	Abril	2.62	-2.0	0.32	0.17
	Mayo	2.35	-1.8	0.29	0.28
	Junio	2.03	-1.4	0.29	0.30
	Julio	1.25	-1.0	0.14	0.24
	Agosto	0.52	-0.5	0.01	0.15
	Setiembre	0.45	-0.1	0.17	0.11
	Octubre	0.56	0.3	0.44	0.21
	Noviembre	1.88	0.7	1.29	0.63
	Diciembre	1.17	1.1	1.13	0.95
2017	Enero	0.77	1.4	1.11	1.18
	Febrero	0.70	1.5	1.08	1.11
	Marzo	0.74	1.3	1.00	1.07
	Abril	1.12	0.6	0.86	0.98
	Mayo	0.88	-0.3	0.31	0.72
	Junio	0.79	-1.2	-0.18	0.33
	Julio	0.10	-1.6	-0.74	-0.20
	Agosto	0.09	-1.9	-0.92	-0.61
	Setiembre	0.32	-1.8	-0.76	-0.81
	Octubre	0.05	-1.7	-0.84	-0.84
	Noviembre	0.15	-1.5	-0.70	-0.77
	Diciembre	0.50	-1.3	-0.38	-0.64

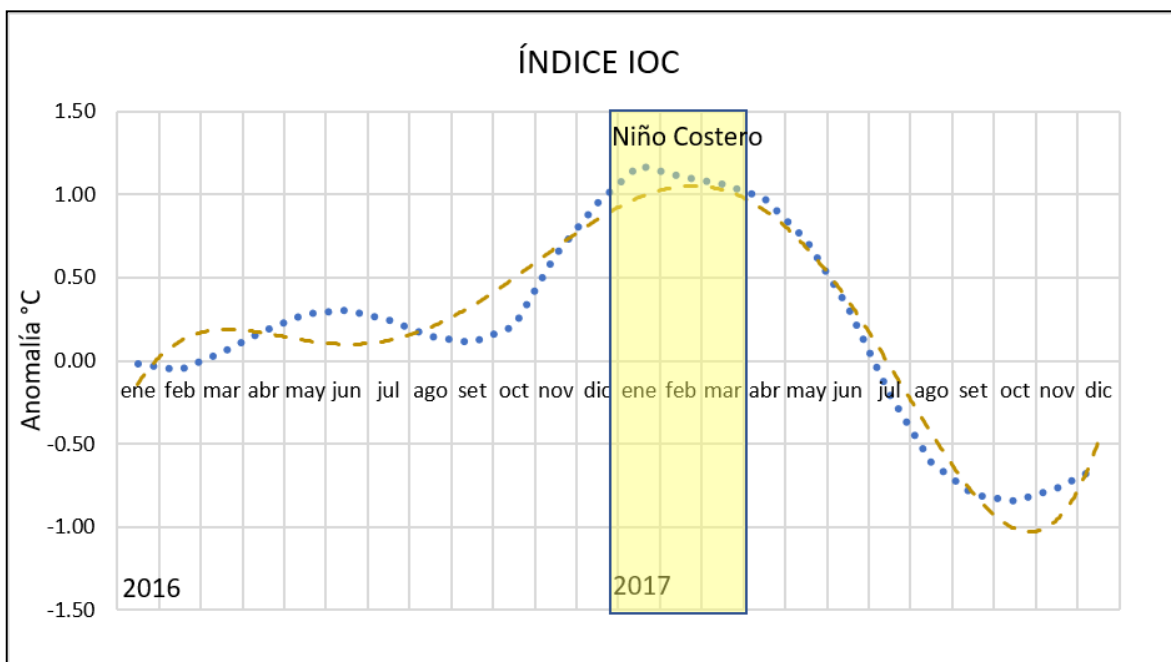


Figura 46: Series de tiempo del Índice IOC. La línea punteada representa los valores observados, la línea discontinua representa los valores calculados. La barra amarilla indica la presencia de El Niño Costero

4.1.4.1. Validación del Índice IOC

- Comparación de los índices oceánicos; EMI, TNI, ONI, 1+2, SOI, ODP e IOC**
 Se ha efectuado un análisis de todos los índices tratados en el presente estudio, con la finalidad de validar la bondad del índice IOC, se ha ejecutado un análisis comparativo de los índices antes mencionados. Se ha tomado un intervalo de 26 años, (1995 al 2021) (en el caso de EMI y SOI; 1995 al 2018), para evaluar también la ocurrencia de ENOS 1998, (considerado uno de los más intensos del siglo XX). Así mismo para efectuar estas comparaciones se han considerado anomalías positivas igual o mayor a 1.0°C (valor promedio enero a marzo del 2017 considerado en base a los valores TSM del índice 1+2 de ENOS Costero).

A continuación, se describe los resultados de las comparaciones:

Comparación del Índice EMI

De acuerdo a la Figura 47, no muestra ENOS 1998, ni ENOS Costero, los cuales lo muestra en forma negativa, así mismo se presenta varios falsos positivos y en mayor

cantidad presenta valores negativos; por ello, éste índice es el menos adecuado en determinar un ENOS Costero.

Comparación del Índice TNI

De acuerdo a la Figura 48, se muestran 4 valores falsos positivos (TSM) en el año 2000, 2008, 2011, 2012, y en el año 2017(enero a marzo), muestra una anomalía positiva con un valor promedio de 1.4 °C, representando la ocurrencia de ENOS Costero. Éste índice también muestra la presencia de ENOS 1998.

Comparación del Índice ONI

De acuerdo a la Figura 49, muestra la presencia de ENOS 1998 y ENOS Modoki, pero no muestra ENOS Costero, así mismo se muestran varios falsos positivos (TSM) en el año 2003, 2004, 2005, 2007 y 2010, por tanto, no es adecuado para determinar ENOS Costero.

Comparación del Índice 1+2

De acuerdo a la Figura 50, muestra la presencia de ENOS 1998, ENOS Modoki y ENOS Costero. Lo interesante de este gráfico es que éste índice, (ubicado en la costa norte del Perú), presentó valores elevados de la TSM en el 2016 (Presencia de ENOS Modoki), sin embargo, no se presentaron precipitaciones extremas como las que se presentaron en el 2017 (presencia de ENOS Costero), como es de verse del gráfico en ambos años 2016 y 2017 se presentaron valores altos de la TSM, pero sus efectos fueron diferentes.

Comparación del Índice SOI

En la Figura 51, es importante mencionar que éste índice funciona en base a la presión atmosférica y cuando se presenta valores altos de TMS la Presión atmosférica es negativa. Por tanto, en base a esta explicación, éste índice muestra la presencia de ENOS 1998 y ENOS Modoki, pero no muestra la presencia de ENOS Costero, por consiguiente, tampoco es recomendable su uso para determinar ENOS Costero.

Comparación del Índice ODP

De acuerdo a la Figura 52, se muestran 3 valores positivos (TSM) en el año 2003, 2015 y 2016 (estos dos últimos años representan a la formación u ocurrencia de El Niño Modoki), y en el año 2017 no muestra El Niño Costero, sin embargo, es importante mencionar que este Índice debe ser observado con sus cambios de fases cálidas/frías y durante períodos largos. Éste índice, de igual modo muestra la ocurrencia de ENOS 1998.

Comparación del Índice IOC

De acuerdo a la Figura 53, no muestra falsos positivos superiores a 1.0 °C. Y en el año 2017, muestra adecuadamente la anomalía de TSM con un valor promedio de 1.12 °C, indicando la presencia de ENOS Costero. Éste índice también presenta la ocurrencia de ENOS 1998.

De acuerdo a los análisis efectuados de los Índices Oceánicos y resultados obtenidos en el presente estudio, podemos determinar que el Índice IOC, es el que representa adecuadamente al Niño Costero

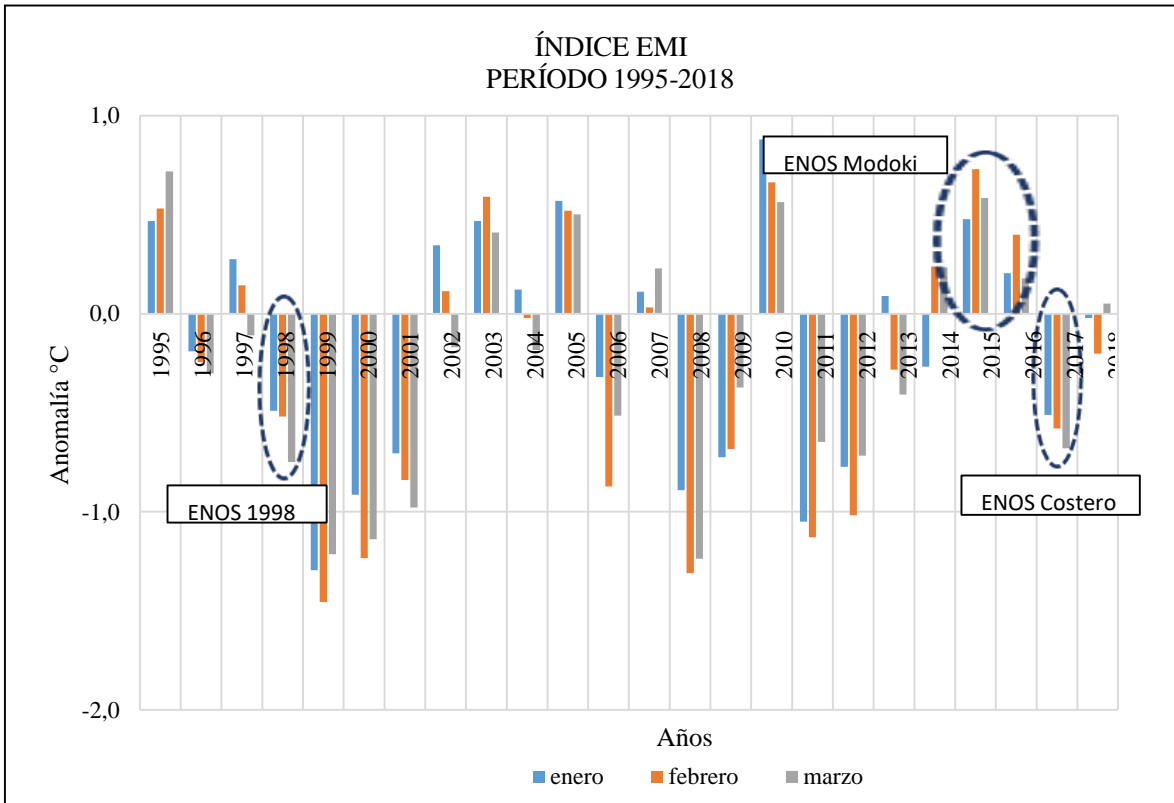


Figura 47: Índice EMI, (1995 - 2018). No muestra ENOS 1998 y ENOS Costero. Su finalidad es determinar ENOS Modoki que se presentó en el 2015-2016. Es el menos indicado para determinar ENOS Costero

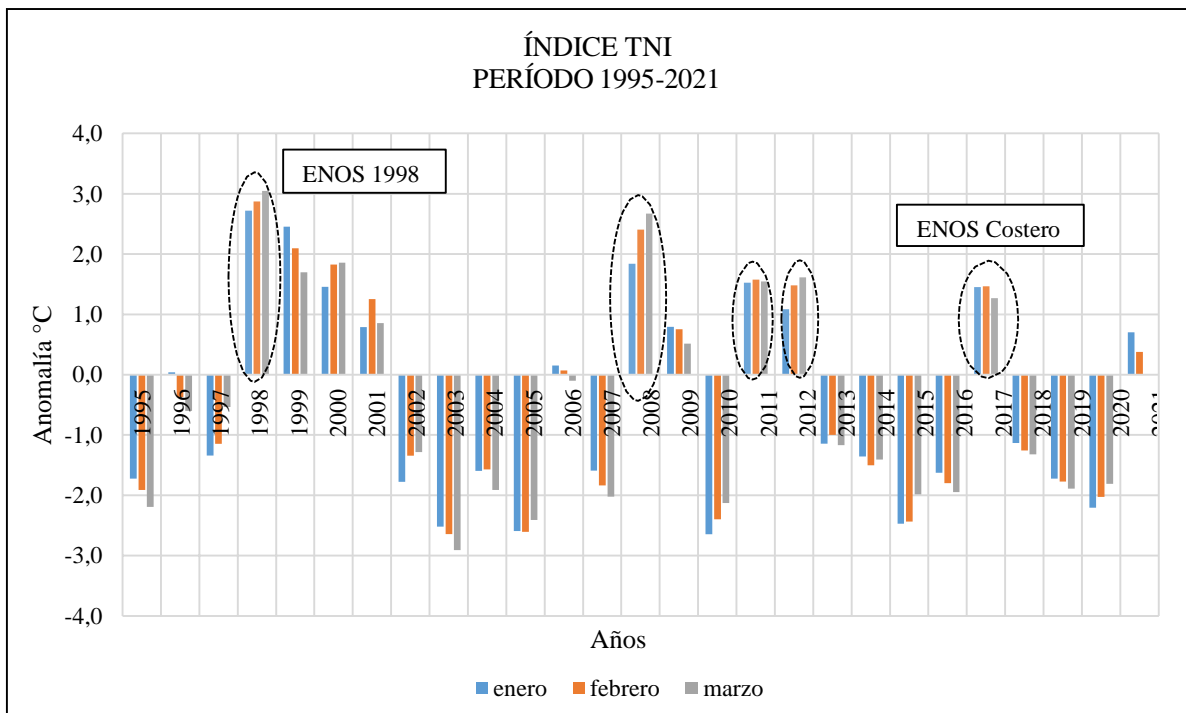


Figura 48: Índice TNI, (1995 - 2021). Presenta ENOS 1998 y también a ENOS Costero, pero en años previos al 2017, presenta 3 falsos positivos

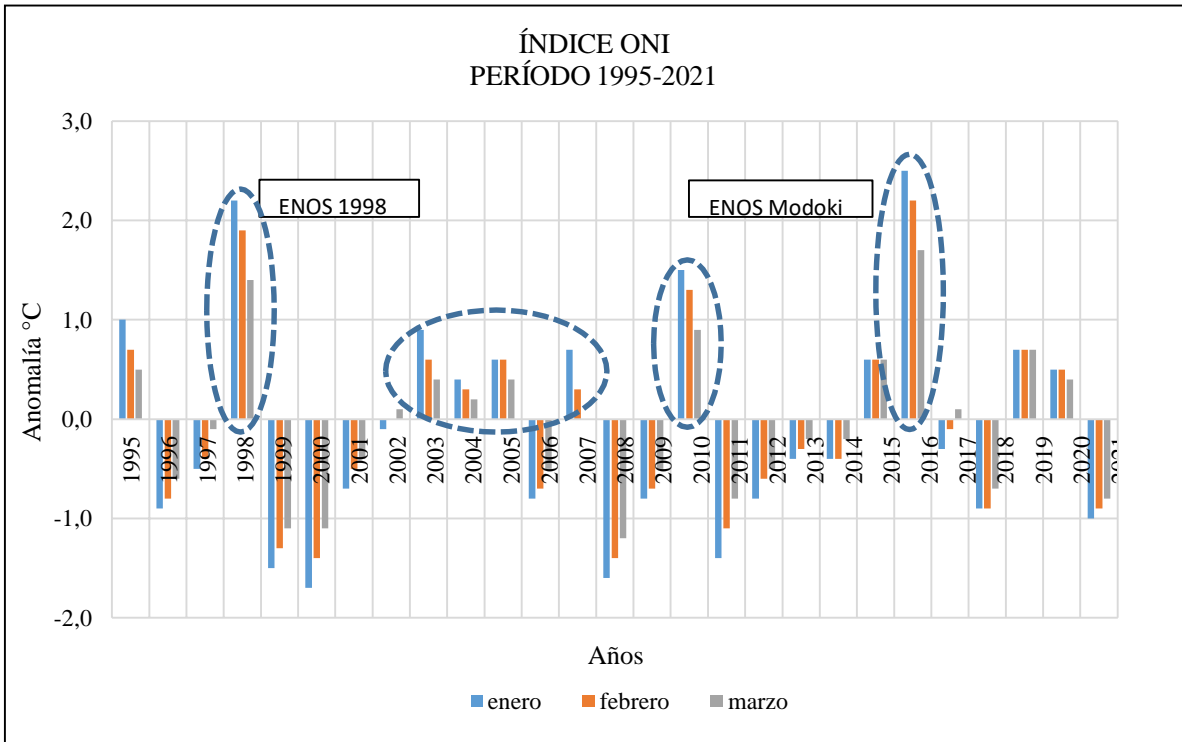


Figura 49: Índice ONI (1995-2021). Presenta ENOS 1998 y ENOS Modoki, pero no presenta ENOS Costero, en años previos al 2017 presenta varios falsos positivos

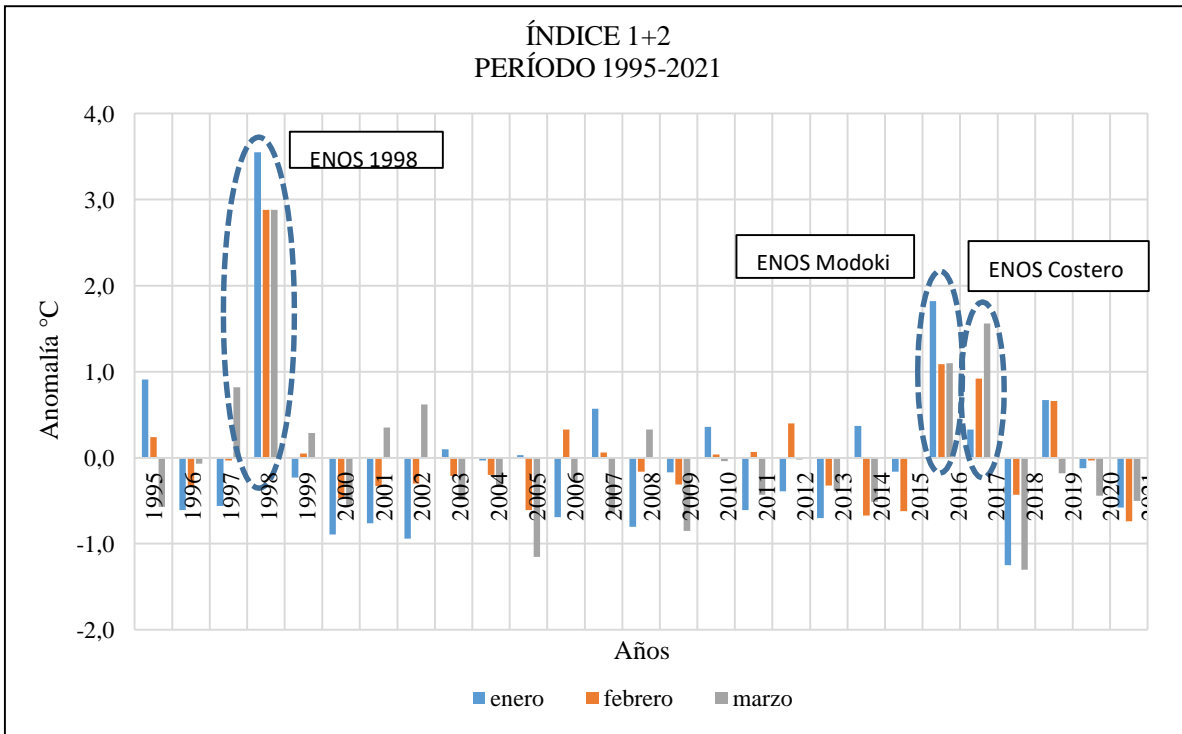


Figura 50: Índice 1+2 (1995-2021). Presenta a ENOS 1998, ENOS Modoki y ENOS Costero, sin embargo, durante la presencia de ENOS Modoki no se presentaron precipitaciones extremas como lo ocurrido en el 2017, lo cual puede generar un error

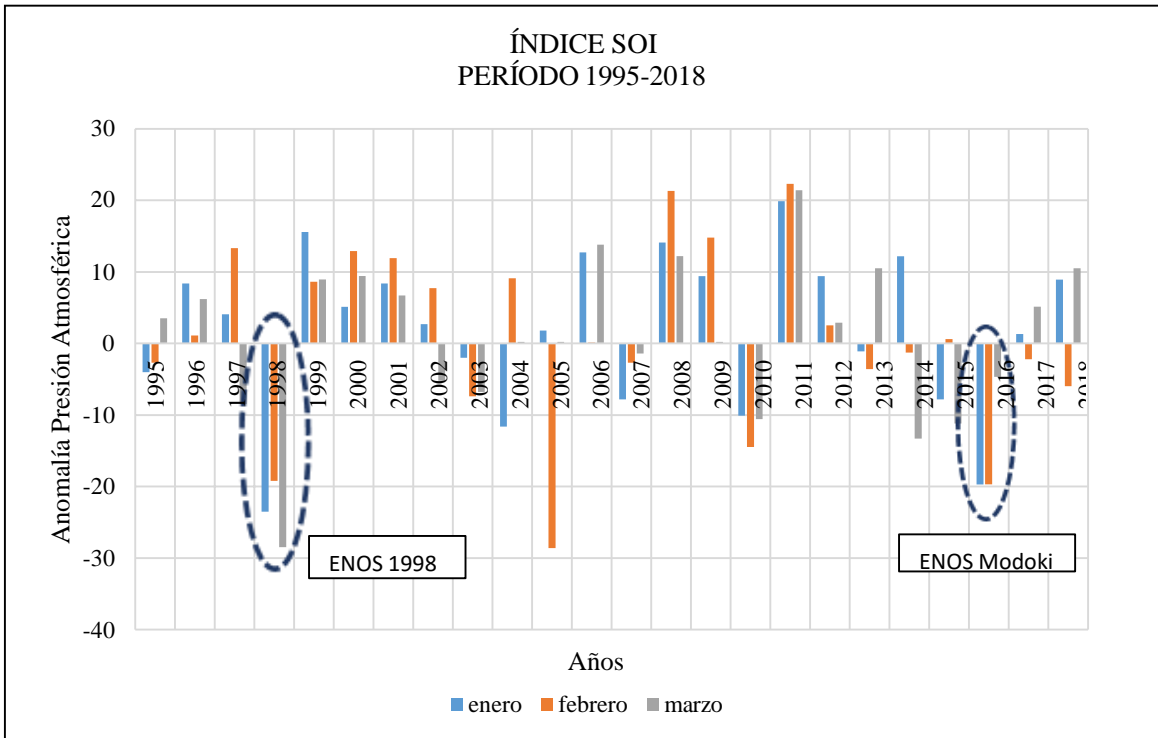


Figura 51: Índice SOI (1995-2018). En el caso de este índice utiliza valores de Presión Atmosférica. La Presión Atmosférica presenta valores negativos cuando se eleva la TSM. En base a esta apreciación, se observa a ENOS 1998, y ENOS Modoki, pero no muestra a ENOS Costero

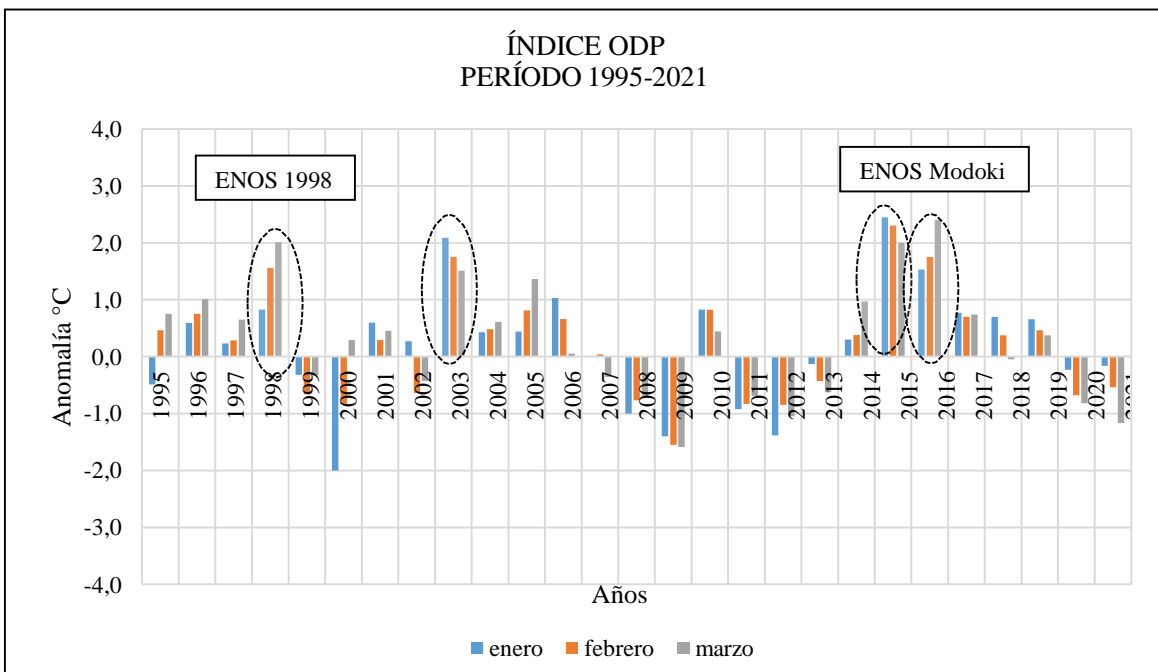


Figura 52: Índice ODP (1995-2021). Presenta ENOS 1998 y a ENOS Modoki, pero no muestra a ENOS Costero

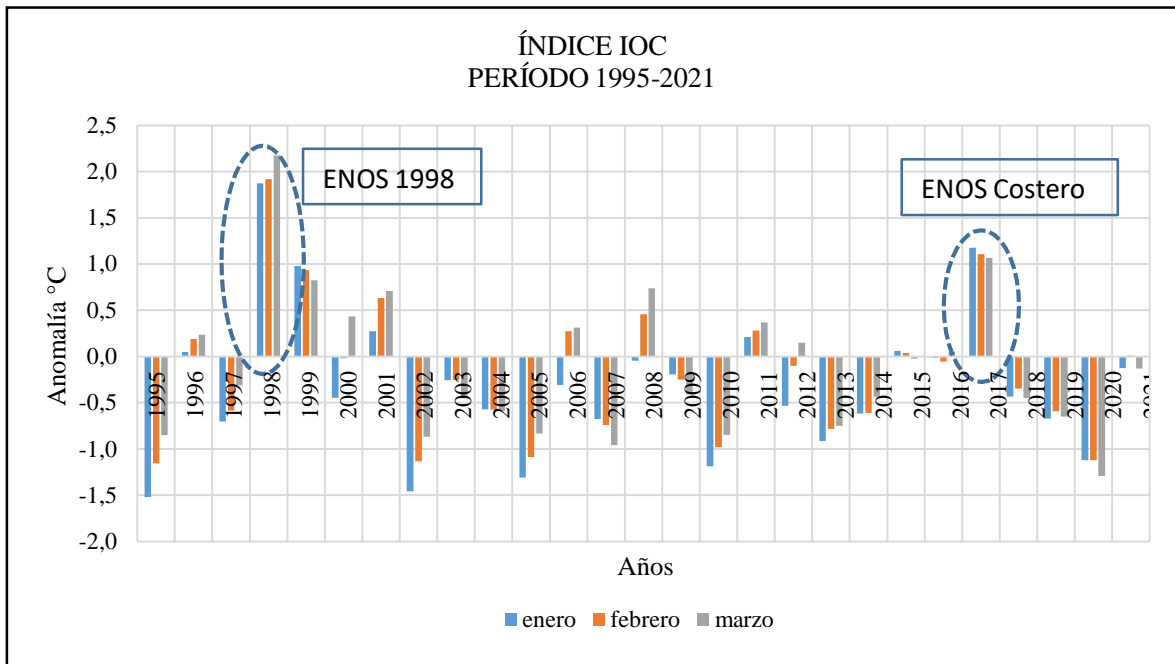


Figura 53: Índice IOC (1995-2021). Muestra a ENOS 1998 y también presenta apropiadamente a ENOS Costero y en años previos al 2017 no presenta falsos positivos considerables, por tanto, este Índice representa adecuadamente la anomalía de TSM en la ocurrencia de ENOS Costero

4.1.4.2. Evaluación de las Precipitaciones (efecto ENOS) ocurridas en la zona norte del Perú y su relación con los Índices Oceánicos

Al igual que en la comparación de los Índices explicados anteriores, también se ha efectuado una comparación con la cantidad de precipitación ocurrida durante la ocurrencia de ENOS Costero-2017.

La información pluviométrica se ha obtenido de la Autoridad Nacional del Agua (ANA) (<https://snirh.ana.gob.pe/observatorioSNIRH/>). Se ha considerado como referencia representativa la zona norte del Perú (región Piura).

Se han evaluado varias Estaciones Pluviométricas, de las cuales la gran mayoría no tienen información desde el año 1995 y en otros casos han dejado de operar.

Sin embargo, se han encontrado tres Estaciones Pluviométricas representativas que han reunido las condiciones antes mencionadas (información pluviométrica desde el año 1995

al 2020 con un intervalo de 25 años). Estas Estaciones son; Miraflores (parte alta), Chusis (parte media baja) y Bernal (parte baja) de la Región Piura.

En el ploteo de esta información sobresale la cantidad de precipitación ocurrida durante ENOS Canónico 1998 y ENOS Costero 2017. Para su representación gráfica (al igual que en los índices Oceánicos), se ha tomado los meses de enero a marzo (meses durante los cuales ocurre ENOS). A continuación, se describe las anomalías de precipitación ocurrida en cada una de estas Estaciones:

Estación pluviométrica Miraflores (Figura 54a)

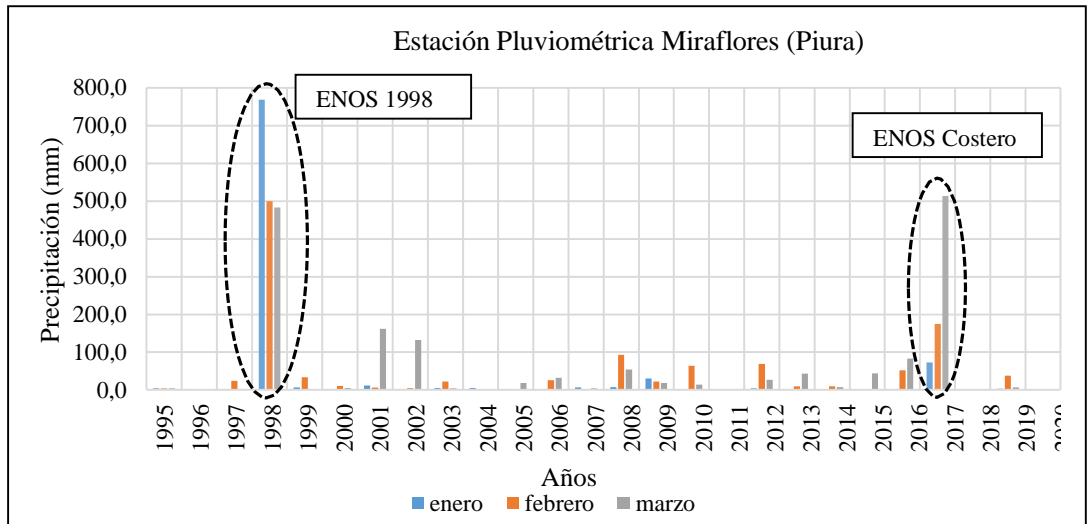
- ENOS Canónico 1998, enero fue el mes de mayor precipitación: 769.0 mm.
- ENOS Costero 2017, marzo fue el mes de mayor precipitación: 513.6 mm.

Estación pluviométrica Chusis (Figura 54b)

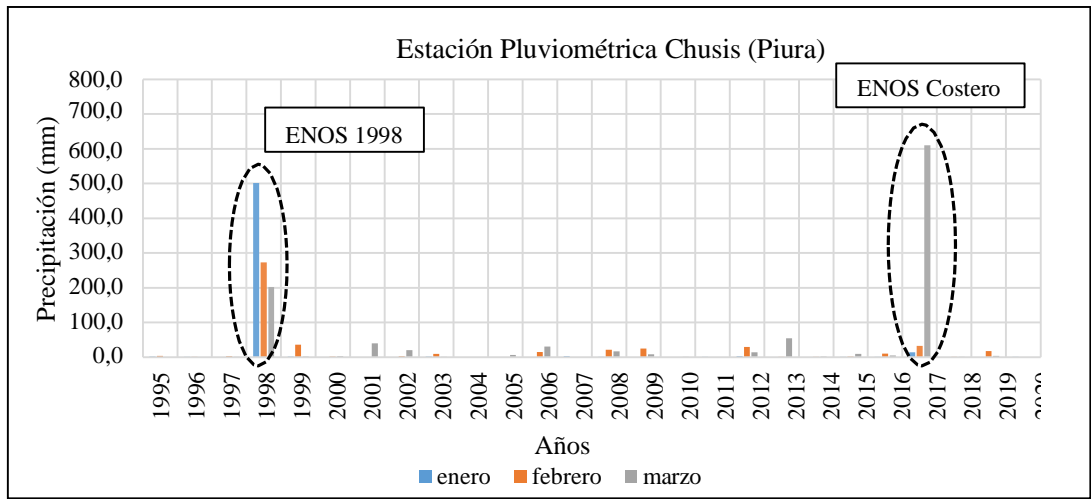
- ENOS Canónico 1998, enero fue el mes de mayor precipitación: 500.9 mm.
- ENOS Costero 2017, marzo fue el mes de mayor precipitación: 610.3 mm., y la mayor precipitación en relación a la precipitación de ENOS 1998.

Estación pluviométrica Bernal (Figura 54c)

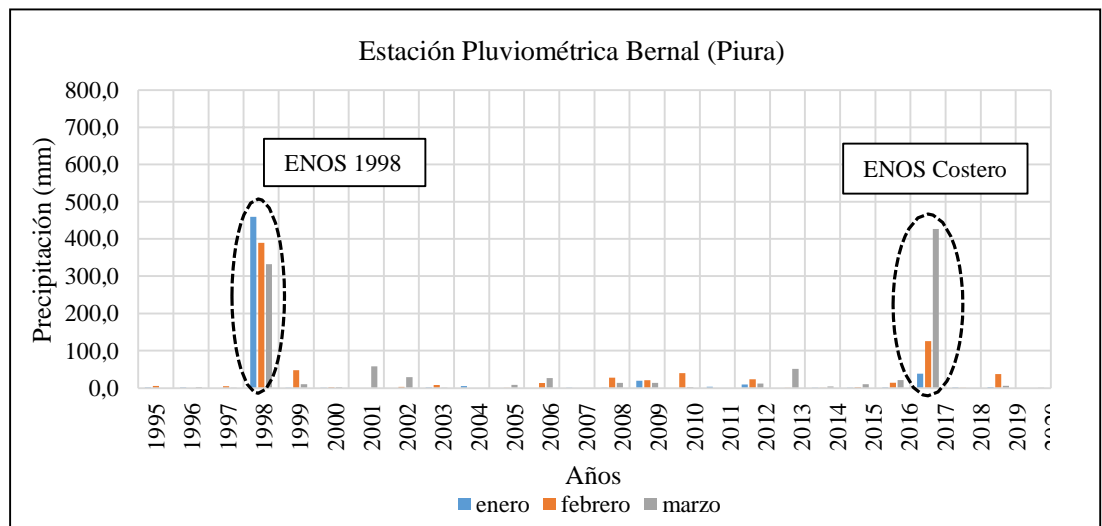
- ENOS Canónico 1998, enero fue el mes de mayor precipitación: 459.1 mm.
- ENOS Costero 2017, marzo fue el mes de mayor precipitación: 426.8 mm.



(a)



(b)



(c)

Figura 54: Precipitación de la Región Piura (1995 - 2020) y su relación con los índices TNI, ODP e IOC. El círculo ovalado muestra las anomalías de Precipitación

Nota: (a) Estación Miraflores, tanto en el ENOS Canónico 1998 y Costero 2017 presentan anomalías de Precipitación. (b) Estación Chusis, de igual modo en el ENOS Canónico 1998 y Costero 2017, presentan anomalías de Precipitación. (c) Estación Bernal, Así mismo el ENOS Canónico 1998 y Costero 2017, presentan también las anomalías de Precipitación.

La ocurrencia bien definida de las precipitaciones por la presencia de ENOS, confirma adecuadamente las anomalías de TSM calculada por los Índices Oceánicos, los cuales han sido analizados en el presente estudio. Por lo tanto, el índice IOC propuesto, puede ser utilizado para determinar la ocurrencia de precipitaciones extremas generadas por la ocurrencia de ENOS Canónico y ENOS Costero, y principalmente ENOS Costero (objetivo principal de esta investigación).

4.2. DISCUSIONES

4.2.1. Evaluación de los Índices Oceánicos

En el presente estudio se han analizado diferentes índices oceánicos para determinar cuál de ellos es el más adecuado en la predicción de un Niño Costero. Los índices tales como; EMI, ONI, REGIÓN 1+2, SOI, no son adecuados para determinar la ocurrencia de un ENOS Tipo Costero como el ocurrido en el 2017, y solamente el Índice TNI ha mostrado valores concordantes con la elevación de la TSM en la ocurrencia de El Niño Costero. Por tanto, estos índices oceánicos, no están elaborados específicamente para determinar El Niño Costero. Los resultados encontrados en el presente estudio (sobre el índice TNI), son corroborados por Rackhun *et al.* (2019); Yoon *et al.* (2019), quienes en su investigación llegan a concluir que el análisis y los experimentos con modelos sugieren que un forzamiento atmosférico a principios de 2017, estaba moderadamente relacionado con el índice TNI, iniciándose el calentamiento local de la TSM a lo largo de la costa del Perú que luego se expandió al Ecuador. En tal sentido, bajo lo referido anteriormente, éste índice podría ser utilizado en la determinación de El Niño Costero, en el caso que no existiese un índice específico para determinar El Niño Costero.

Dentro de los índices oceánicos evaluados en el presente estudio, también se ha analizado el índice ODP, y de acuerdo al análisis efectuado (período 2000 al 2017) se ha encontrado una variación cíclica menor a diez años, con fases positivas y negativas (anomalías de temperaturas), que ocurren cíclicamente entre 5 y 6 años (Figura 35). Una fase positiva empezó en el año 2013, llegando a su pico más alto (anomalía anual de 1.5 °C) en los años 2015-2016, fechas durante el cual se generó o presentó El Niño Modoki. Los resultados encontrados en nuestra investigación sobre el índice ODP, son corroborados por (Li & Huang 2019), quienes mencionan que, además del acoplamiento atmósfera-océano en escalas de tiempo intraestacional e interanual, las variaciones interdecenales ODP y en

escalas de tiempo más largas pueden desempeñar un papel importante y, a veces un papel crucial en la determinación de la intensidad de El Niño.

Del mismo modo, Magee *et al.* (2017), manifiestan que ODP puede modular la génesis de Ciclones Tropicales (CT) durante los eventos ENOS y ENOS Modoki a favor de modulaciones noreste/suroeste típicas de eventos ODP positivos/negativos y que ENOS Modoki proporciona una pieza importante del rompecabezas para comprender dónde y cuándo la génesis de CT puede ocurrir. Igualmente, Dong *et al.* (2018), indican que las modulaciones ODP están vinculadas a la respuesta atmosférica y las anomalías TSM tropical manifestadas en la circulación local de Hadley y de Walker en latitudes bajas y el Tren de ondas de Rossby en los extratropicos, incluido el patrón Pacífico-Norteamérica (PNA) en el hemisferio norte. Asimismo, Diaz (2000) refiere que, en los climas regionales de todo el mundo se han producido cambios importantes a escala decenal en el patrón general de la TSM y en la circulación atmosférica general, apuntando a la compleja interacción entre el sistema ENOS Canónico.

En el presente Estudio coincidimos con las aseveraciones mencionadas por los anteriores autores en relación a que la ODP genera ENOS Modoki.

4.2.2. Interacción El Niño Modoki, La Niña Modoki en la generación de ENOS Costero
Como parte de los objetivos del presente estudio también se ha analizado la interacción de ENOS Modoki vs La Niña Modoki, encontrándose una secuencia de ocurrencia de ENOS; El Niño Modoki, La Niña Modoki y el Niño Costero. En la generación de La Niña Modoki se ha observado un patrón del nivel de presión del mar tripolar, es decir, presencia de valores bajos de TSM en la parte central del pacífico ecuatorial central y valores altos de TSM en ambos extremos y produciendo El Niño Costero.

Nuestros resultados son corroborados por Hendrawan *et al.* (2019), quienes indican que después de un fenómeno extremo de El Niño 2015/16, se presentó un evento La Niña Modoki, la cual tuvo una corta duración y se asoció con un patrón de anomalías de TSM en la región indo-pacífico, con un fortalecimiento de los vientos del este en el océano pacífico tropical central. El enfriamiento (calentamiento) de la temperatura superficial del mar activó

la zona de divergencia (convergencia) y el movimiento atmosférico descendente (ascendente) y proceso convectivo suprimido (mejorado) en la región del Océano del Pacífico tropical central. Asimismo Weng *et al.* (2007), manifiestan que El Niño Modoki implica procesos acoplados océano-atmósfera que incluyen un patrón del nivel de presión del mar tripolar único, análogo a la Oscilación Sur en el caso de El Niño y manifiestan que el debilitamiento de los vientos del este ecuatorial están relacionados con el debilitamiento zonal del gradiente de temperatura superficial del mar que conduce a un mayor aplanamiento de la termoclina y que esto podría ser una causa de la ocurrencia más frecuente y persistente del evento ENOS Modoki.

En el presente estudio sobre la generación de El Niño Modoki, coincidimos con los autores antes mencionados en la explicación del proceso, que se debe al proceso acoplado océano-atmósfera y que incluye un patrón de nivel de presión del mar tripolar único, así como el mayor aplanamiento de la termoclina y que no presenten un ciclo estacional como los eventos tradicionales de El Niño.

4.2.3. Influencia de la Zona de Convergencia Intertropical ZCIT en la generación de ENOS Costero

Muy pocos estudios han analizado la relación entre la convección de la ZCIT y la influencia de ENOS. En esta investigación se ha determinado que existe una relación entre El Niño Costero y la ZCIT. Esto quiere decir que los procesos o perturbaciones atmosféricas ocurridas en la ZCIT, tienden a relacionarse con la presencia de algún tipo de ENOS, en el cual la presencia de ENOS Costero en la ZCIT, habría generado zonas de bajas presiones favoreciendo la formación y ascenso de grandes masas de aire húmedo, convirtiéndose en extensas nubes que produjeron las fuertes precipitaciones en la zona central y norte del Perú. La posición de la ZCIT, tuvo una variabilidad en cuanto a su posición y desplazándose más hacia el sur oeste de América del Sur (enero a marzo de 2017).

Estos resultados son corroborados por Shang *et al.* (2018), quienes efectuaron un análisis de la variabilidad de las precipitaciones generados en la ZCIT como resultado del acoplamiento océano-atmósfera y que sorprendentemente la variación meridional es generada por ENOS de amplitudes moderadas. Así mismo Sulca *et al.* (2017), manifiestan que El Niño tanto del Pacífico Oriental y Central tienen diferentes impactos en las lluvias de América del Sur y la

trayectoria atmosférica a través de la ZCIT. De igual modo Wodzicki & Rapp (2020), manifiestan que existe una fuerte correlación entre ENOS y las anomalías de la ZCIT y que esto implica el fortalecimiento y debilitamiento de la circulación de Walker asociado a ENOS que puede jugar un papel en la modulación de las masas convectivas que contribuyen a las variaciones de la amplitud de la ZCIT del Pacífico.

4.2.4. Propuesta de un nuevo Índice Oceánico IOC

En el desarrollo de la presente investigación también se ha desarrollado un nuevo índice oceánico para determinar El Niño Costero, debido a que no existe un índice oceánico específico para determinar El Niño Costero. En tal sentido proponemos un índice oceánico denominado; Índice Oceánico Costero IOC para determinar específicamente un ENOS Costero, el cual utiliza la media de los valores de los Índices TNI y ODP de cada mes y normalizado en un promedio de tres meses.

4.2.5. Evaluación del Proceso dinámico ENOS Costero usando Índices Oceánicos y la influencia de la ZCIT

En relación a la causa que genera un ENOS Costero se han realizado pocos estudios. De acuerdo al análisis y resultados obtenidos en la presente investigación, se ha determinado que la ocurrencia de un Niño Costero es debido a un proceso de sucesión de eventos; El Niño Modoki y La Niña Modoki.

Estos resultados son corroborados por Takahashi & Martínez (2019), quienes estudiaron el evento costero de 1925, sugiriendo una posibilidad de que las condiciones concurrentes de La Niña en el Pacífico central, podría estar a favor de la convección atmosférica frente a Perú, reduciendo la estabilidad atmosférica. En el presente Estudio concordamos parcialmente con dicha hipótesis, cambiando el término La Niña por el de La Niña Modoki, ya que este tipo de Evento fue el que generó El Niño Costero. Asimismo, un estudio realizado por Peng *et al.* (2019), refieren que las ondas Kelvin causadas por fuertes vientos del oeste sobre el Pacífico ecuatorial, junto con los vientos anómalos costeros del norte, contribuyeron a la formación de El Niño Costero extremo e indican que el efecto combinado de los vientos locales y las ondas ecuatoriales Kelvin causaron El Niño Costero extremo de 2017. Igualmente, Garreaud *et al.* (2020), mencionan que el fuerte El Niño Costero fue en gran parte imprevisto, incluso unas pocas semanas antes de su inicio, y se desarrolló de manera

diferente a los eventos centrales u orientales y que la causa fue un debilitamiento sostenido y forzado del flujo troposférico del Oeste que incide en los Andes subtropicales y conduce a una relajación de los vientos del sureste (SE) frente a la costa, lo que a su vez puede haber calentado el Pacífico oriental a lo largo del debilitamiento de los afloramientos en una banda cercana a la costa y la disminución del enfriamiento evaporativo más lejos de la costa.

De acuerdo a los resultados obtenidos en nuestro estudio, diferimos con lo manifestado por estos dos últimos autores.

De acuerdo al análisis efectuado en la presente investigación, podemos inferir que podría existir una incidencia de la variabilidad climática alterando la ZCIT y la generación de este tipo de ENOS denominado El Niño Costero. La incidencia de la variabilidad climática en la generación de ENOS aún no está claro, dada la complejidad existente de la interacción océano-atmósfera en el Planeta, y solamente se mencionan algunas teorías al respecto. Nuestro resultado es corroborado por Xue & Chen (2017), quienes mencionan que la frecuencia de El Niño Modoki en las últimas décadas ha aumentado con el calentamiento climático, y el mayor incremento de la concentración del CO₂ en la Atmósfera. Igualmente, otro estudio realizado por Chowdhury y Ndiaye (2017), en el cual utilizaron modelos climáticos regionales sobre la variabilidad futura de ENOS, indican que ENOS está correlacionado con los escenarios de cambio climático tanto global como regional, y que la temperatura continuará aumentando. Además del clima cambiante la variabilidad interanual de ENOS agravaría aún más los problemas.

V. CONCLUSIONES

1. Conforme al análisis de los índices Oceánicos, se ha determinado que el índice TNI, podría ser utilizado para evaluar la presencia de ENOS Costero, pero se tiene que observar que también muestra falsos positivos. El índice ODP, puede ser utilizado para seguir la evolución de ENOS Costero, el cual está relacionada con la fase positiva de ODP, estas fases tienen un fondo decadal, sin embargo, en los últimos años este período ha disminuido a una ciclicidad de entre 4 y 6 años (podría ser debido a procesos antropogénicos), los cuales podrían estar generando también impactos climáticos.
2. Del análisis de la interacción de los Fenómenos Atmosféricos relacionado a ENOS, se ha determinado la ocurrencia de dos tipos especiales de ENOS denominados; El Niño Modoki y La Niña Modoki, relacionadas a la variación de las variables tanto oceánicas como atmosféricas, influyendo en la TSM y la Precipitación. La generación sucesiva de estos eventos habría generado El Niño Costero.
3. Se ha determinado que la presencia de ENOS Costero habría favorecido la formación de extensas masas de aire húmedas en la ZCIT, produciendo también las precipitaciones ocurridas tanto en la zona norte del Perú como en la parte oriental y central del Perú.
4. Se ha propuesto un nuevo Índice Oceánico denominado IOC, para determinar principalmente la ocurrencia de El Niño Costero. Para la definición del Índice IOC se han utilizado los datos de dos índices oceánicos; TNI y ODP, teniendo en consideración que en el contexto del presente estudio postulamos la influencia de las anomalías o variaciones de temperatura en la Cuenca del Pacífico y en el Pacífico Noreste en la generación de El Niño Modoki y El Niño Costero. De la comparación de estos Índices Oceánicos tratados en el presente Estudio, se observa que el Índice IOC muestra adecuadamente la anomalía de la TSM relacionada a ENOS Costero, así como con la ocurrencia de la Precipitación ocurrida en el norte peruano.

VI. RECOMENDACIONES

1. Investigar la generación y efectos del fenómeno ODP, debido a que en el presente estudio se ha encontrado una fase positiva de la ocurrencia ODP (año 2016) con la ocurrencia de El Niño Modoki y El Niño Costero, cuyo conocimiento, comportamiento y determinación con anticipación, es de interés para las decisiones gubernamentales del País.
2. Sistematizar los mejores tipos de índices que puedan predecir la ocurrencia de un ENOS, así como la modelización atmosférica para diferenciar tipos de ENOS (Canónico y Modoki) y sus variantes.
3. Evaluar los diferentes tipos de ENOS en base a los datos de TSM de la Región Ecuatorial del Pacífico, los cuales se pueden usar en forma gráfica (Curvas Estándar) para monitorear y definir el tipo de ENOS que estaría generándose en la zona central ecuatorial del pacífico, (zona donde evoluciona ENOS). En el estudio se muestra un ejemplo de estas Curvas Estándar.
4. Investigar la ocurrencia de ENOS, relacionando el proceso orbital de Traslación, alrededor del Sol en su Perihelio (mayor acercamiento al Sol), (mes de diciembre a marzo de cada año), debido a que la ocurrencia de ENOS podría también depender del mayor o menor acercamiento al Sol (Anexo 4).

VII. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Aceituno, A Montecinos. 1993. Análisis de la estabilidad de la relación entre la oscilación del sur y la precipitación en América del Sur. *Bulletin de l'Institut Français d'Etudes Andines* 22(1): 53–64.
- Allan, R.J.; Gergis, J. and D'Arrigo, R. 2020. Placing the AD 2014 –2016 'Protracted' El Niño Episode into a Long-Term Context. *Holocene* 30(1): 90–105.
- Ashok, K. 2007. El Niño Modoki and Its Possible Teleconnection. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 112(11): 1–27.
- Bamston, A.G.; Muthuvel, C. and Goldenberg, S.B. 1997. Documentation of a Highly Enso-Related Sst Region in the Equatorial Pacific: Research Note. *Atmosphere - Ocean* 35(3): 367–83. <https://doi.org/10.1080/07055900.1997.9649597>.
- CAF. 2000. Banco de Desarrollo de América Latina. Disponible en <https://www.caf.com/es/sobre-caf/>.
- Cai, W. and Cowan, T. 2009. Impacto de La Niña Modoki, variabilidad de las precipitaciones otoñales en Australia. *Geophysical Research Letters* 36(12).
- Camargo, S.J.; Kerry, A.E. and Sobel, A.H. 2007. Use of a Genesis Potential Index to Diagnose ENSO Effects on Tropical Cyclone Genesis. *Journal of Climate* 20(19): 4819–34.
- Cane, S.; Zebiak, E. and Mark, A. 1986. A Model El Niño-Southern Oscillation. *Monthly Weather Review* 115: 2262–78.

- Carréric, A.; Dewitte, B.; Cai, W.; Capotondi, A.; Takahashi, K.; Yeh, S.; Wang, G.; Guémas, V. 2020. Change in Strong Eastern Pacific El Niño Events Dynamics in the Warming Climate. *Climate Dynamics* 54(1–2): 901–18. <https://doi.org/10.1007/s00382-019-05036-0>.
- Chowdhury, Md R. and Ndiaye, O. 2017. Climate Change and Variability Impacts on the Forests of Bangladesh – a Diagnostic Discussion Based on CMIP5 GCMs and ENSO. *International Journal of Climatology* 37(14): 4768–82.
- Clarke, Allan J, Edward S Sarachik, and Mark A Cane. 2010. Chapter 9. The El Niño-Southern Oscillation.
- Colas, F.; Capet, X.; McWilliams, J. C. and Shchepetkin, A. 2008. 1997-1998 El Niño off Peru: A Numerical Study. *Progress in Oceanography* 79(2–4): 138–55. <http://dx.doi.org/10.1016/j.pocean.2008.10.015>.
- Collins, M. 2010. The Impact of Global Warming on the Tropical Pacific Ocean and El Niño. *Nature Geoscience* 3(6): 391–97.
- Contreras, A.; Martinez, F.; Regalado, F. y Vásquez, K. 2017. Impacto Del Fenómeno Del Niño a La Economía Peruana. : 16. <http://perueconomics.org/wp-content/uploads/2014/01/WP-97.pdf>.
- Dai, N. and Arkin, P. 2021. Diagnosis of ENSO-Related Precipitation Changes during the Twentieth and Twenty-First Centuries Using Reanalyses and Two Multi-Model Clusters. *Climate Dynamics* 56(3–4): 727–48. <https://doi.org/10.1007/s00382-020-05495-w>.
- Deser, C.; Tomas, R. and Sun, L. 2015. The Role of Ocean-Atmosphere Coupling in the Zonal-Mean Atmospheric Response to Arctic Sea Ice Loss. *Journal of Climate* 28(6): 2168–86.
- Diaz, H.F. 2000. El Niño and the Southern Oscillation: Multiscale Variability and Global and Regional Impacts.

- Dong, Bo, Dai, A.; Vuille, M. and Timm, O. 2018. Asymmetric Modulation of ENSO Teleconnections by the Interdecadal Pacific Oscillation. *Journal of Climate* 31(18): 7337–61.
- Elfattah, A. 2006. A New Generalized Pareto Distribution. Institute of Statistical Studies & Research, Cairo University, Egypt: 1–6.
- ENFEN. 2017. Estudio Nacional Del Fenómeno El Niño. Disponible en <http://enfen.gob.pe/>.
- Enfield, D.B. and Cid, L. 1991. Low-Frequency Changes in El Niño-Southern Oscillation. *Journal of Climate* 4(12): 1137–46.
- Feng, Y.; Chen, X. and Tung, K. 2020. ENSO Diversity and the Recent Appearance of Central Pacific. *Climate Dynamics* 54(1–2): 413–33. <https://doi.org/10.1007/s00382-019-05005-7>.
- Garreaud, R.D.; Boisier, J.; Rondanelli, R.; Montecinos, A.; Sepúlveda, H.; Veloso-Aguila, D. 2020. The Central Chile Mega Drought (2010–2018): A Climate Dynamics Perspective. *International Journal of Climatology* 40(1): 421–39.
- Gershunov, A. and Barnett, T. 1998. Interdecadal Modulation of ENSO Teleconnections. *Bulletin of the American Meteorological Society* 79(12): 2715–25.
- Greischar, S.H. and Lawrence. 1992. Further Work on the Prediction of Northeast Brazil Rainfall Anomalies. Department of Meteorology, University of Wisconsin.
- Halldin, M. 2006. Intertropical Convergence Zone (ITCZ).
- Hamilton, K. and Garciad, R. 1986. El Niño/Southern Oscillation Events and Their Associated Midlatitude Teleconnections 1531-1841. *Bulletin of the American Meteorological Society* 67(11): 1354–61.

- Hendrawan, I.G.; Andhita Triwahyuni, K.A. and Lestari, D.V. 2019. The Interannual Rainfall Variability in Indonesia Corresponding to El Niño Southern Oscillation and Indian Ocean Dipole.” *Acta Oceanologica Sinica* 38(7): 57–66.
- Henley, B.J. and King, A.D. 2017. Trajectories toward the 1.5°C Paris Target: Modulation by the Interdecadal Pacific Oscillation. *Geophysical Research Letters* 44(9): 4256–62.
- Hernández-Pastora, J.L. 2006. Approximate Gravitational Field of a Rotating Deformed Mass. *General Relativity and Gravitation* 38(5): 871–84.
- Huang, B.; Thorne, P.; Banzon, V.; Boyer, T. 2017. Extended Reconstructed Sea Surface Temperature, Version 5 (ERSSTv5): Upgrades, Validations, and Intercomparisons. *Journal of Climate* 30(20): 8179–8205.
- IMARPE. 2018. Instituto Del Mar Del Perú. Informe.
- Jessica Blunden, D.S. 2016. State of the Climate in 2015. ed. *Bulletin of the American Meteorological Society*.
- Kenton, W. 2019. Pareto Analysis. 4(2015): 9–15. Available in <https://www.investopedia.com/terms/p/pareto-analysis.asp>.
- L’Heureux, M.L. 2017. Observing and Predicting the 2015/16 El Niño. *Bulletin of the American Meteorological Society* 98(7): 1363–82.
- Lau, N.C. and Nath, M.J. 2001. Impact of ENSO on SST Variability in the North Pacific and North Atlantic: Seasonal Dependence and Role of Extratropical Sea-Air Coupling. *Journal of Climate* 14(13): 2846–66.
- Lavín, M.F.; Fiedler, P.; Amador, J.; Ballance, L. 2006. A Review of Eastern Tropical Pacific Oceanography: Summary. *Progress in Oceanography* 69(2–4): 391–98.
- Lea Elsemuller, B.G. 2021. Quantifying the ITCZ Using Wind Convergence. EGU General Assembly 2021.

- Li, X.; Zhen Hu, Z. and Huang, B. 2019. Contributions of Atmosphere-Ocean Interaction and Low-Frequency Variation to Intensity of Strong El Niño Events since 1979. *Journal of Climate* 32(5): 1381–94.
- Magee, A.D.; Verdon-Kidd, D.C.; Diamond, H.J. and Kiem, A.S. 2017. Influence of ENSO, ENSO Modoki, and the IPO on Tropical Cyclogenesis: A Spatial Analysis of the Southwest Pacific Region. *International Journal of Climatology* 37(October): 1118–37.
- Mahajan, S.; Saravanan, R. and Chang, P. 2009. The Role of the Wind-Evaporation-Sea Surface Temperature (WES) Feedback in Air-Sea Coupled Tropical Variability. *Atmospheric Research* 94(1): 19–36. <http://dx.doi.org/10.1016/j.atmosres.2008.09.017>.
- Mamalakis, A.; Randerson, J.; Yu, J.; Pritchard, M.; Magnúsdóttir, G.; Smyth, P.; Levine, P.; Yu, S.; Foufoula-Georgiou, E. 2021. Zonally Contrasting Shifts of the Tropical Rain Belt in Response to Climate Change. *Nature Climate Change* 11(2): 143–51. <http://dx.doi.org/10.1038/s41558-020-00963-x>.
- Masaki Hamamoto, I.Y. 2021. Synchronized Interdecadal Variations behind Regime Shifts in the Pacific Decadal Oscillation. *Journal of Oceanography*.
- Morioka, Y.; Doi, T. and Behera, S.K. 2018. Decadal Climate Predictability in the Southern Indian Ocean Captured by SINTEX-F Using a Simple SST-Nudging Scheme. *Scientific Reports* 8(1).
- Newman, M.; Alejandro, M.; Auit, T.; Cobb, K. 2016. The Pacific Decadal Oscillation, Revisited. *Journal of Climate* 29(12): 4399–4427.
- Nguyen, P.L.; Min, S.K. and Kim, Y.H. 2021. Combined Impacts of the El Niño-Southern Oscillation and Pacific Decadal Oscillation on Global Droughts Assessed Using the Standardized Precipitation Evapotranspiration Index. *International Journal of Climatology* 41(S1): E1645–62.

- NOAA. 2017. National Oceanic and Atmospheric Administration. Available in <https://www.noaa.gov/>.
- Nobre, P. and Shukla, J. 1996. Variations of Sea Surface Temperature, Wind Stress, and Rainfall over the Tropical Atlantic and South America. *Journal of Climate* 9(10): 2464–79.
- Pacheco, H.; Montilla, A.; Méndez, W.; Hipatia-Delgado, M.; Zambrano, D. 2019. Causes and Consequences of the Extraordinary Rainfall of 2017 on the Ecuadorian Coast: The Case of the Province of Manabí. *Boletín de Investigaciones Marinas y Costeras* 48(2): 45–70.
- Peng, Q.; Xie, S.; Wang, D.; Zheng, X.; Zhang, H. 2019. Coupled Ocean-Atmosphere Dynamics of the 2017 Extreme Coastal El Niño. *Nature Communications* 10(1): 1–10. <http://dx.doi.org/10.1038/s41467-018-08258-8>.
- Ping Chang, L. & Li, H. 1997. A Decadal Climate Variation in the Tropical Atlantic Ocean from Thermodynamic Air-Sea Interactions. *Nature* 386: 247–53.
- Power, S.; Casey, T.; Folland, C.; Colman, A.; Mehta, V. 1999. Inter-Decadal Modulation of the Impact of ENSO on Australia. *Climate Dynamics* 15(5): 319–24.
- Quinn, W.H. 1990. A Study of Southern Oscillation-Related Climatic Activity for A.D. 622-1900 Incorporating Nile River Flood Data. ed. Oregon State University College of Oceanographic. EE.UU.
- Rackhun, S.; Wang, S.; Ling, W.; Barreto, C.; Becker, E.; Ho, J. 2019. Climate diagnostics of the extreme floods in Peru during early 2017. *Climate dynamics* (2020) 54:935-945. <https://doi.org/10.1007/s00382-019-05038-y>
- Ramírez, I.J. and Briones, F. 2017. Understanding the El Niño Costero of 2017: The Definition Problem and Challenges of Climate Forecasting and Disaster Responses. *International Journal of Disaster Risk Science* 8(4): 489–92.

- Rasmusson, E.M. and Carpenter, T.H. 1982. Variations in Tropical Sea Surface Temperature and Surface Wind Fields Associated with the Southern Oscillation/ El Niño (Pacific). *Monthly Weather Review* 110(5): 354–84.
- Reyes, S. 2001. *Introducción a La Meteorología, El Niño Oscilación Del Sur*. ed. Tomás Di B. Mexico.
- Rodríguez-Morata, C.; Díaz, G.; Ballesteros-Canovas, J.; Rohrer, M.; Stoffel, M. 2019a. The Anomalous 2017 Coastal El Niño Event in Peru. *Climate Dynamics* 52(9–10): 5605–22. <http://dx.doi.org/10.1007/s00382-018-4466-y>.
- Rollins, H.B.; Richardson, J.B. and Sandweiss, D.H. 1986. The Birth of El Niño: Geomorphological Evidence and Implications. *Geoarchaeology* 1(1): 3–15.
- Seager, R.; Henderson, N.; Cane, M.; Zhang, H.; Nakamura, J. 2021. Atmosphere-Ocean Dynamics of Persistent Cold States of the Tropical Pacific Ocean. *Journal of Climate*: 1–44.
- SENAMHI. 2015. Informe Meteorológico. Disponible en <https://www.senamhi.gob.pe/?p=aviso-meteorologico-detalle&a=2015&b=005&c=022&d=SENA>.
- SENAMHI. 2017. Boletín Informativo Monitoreo Del Fenómeno El Niño/La Niña. Disponible en <https://www.senamhi.gob.pe/load/file/02216SENA-51.pdf>.
- Shang-Ping, X.; Qihua, P.; Youichi, K.; Xiao-Tong, Z. 2018. Eastern Pacific ITCZ Dipole and ENSO Diversity. *AMS Journal of Climate*. Vol 31: Issue 11. DOI: <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-17-0905.1>. P. 4449-4462
- Son, R.; Simon, S.; Tseng, W.; Barreto, C.; Becker, E.; Yoon, J. 2020. Climate Diagnostics of the Extreme Floods in Peru during Early 2017. *Climate Dynamics* 54(1–2): 935–45.

- Sulca, J.; Takahasho, K.; Espinoza, J.C.; Vuille, M. & Lavado-Casimiro, W. 2018. Impacts of Different ENSO Flavors and Tropical Pacific Convection Variability (ITCZ, SPCZ) on Austral Summer Rainfall in South America, with a Focus on Peru. *International Journal of Climatology* 38(1): 420–35.
- Takahashi Guevara, K. 2017. Física Del Fenomeno El Niño Costero. *Boletín Tecnico IPG* 4: 4–8.
- Takahashi, K. and Martínez, A.G. 2019. The Very Strong Coastal El Niño in 1925 in the Far-Eastern Pacific. *Climate Dynamics* 52(12): 7389–7415.
- Taylor, M.H.; Wolff, M.; Mendo, J. and Yamashiro, C. 2008. Changes in Trophic Flow Structure of Independence Bay (Peru) over an ENSO Cycle. *Progress in Oceanography* 79(2–4): 336–51. <http://dx.doi.org/10.1016/j.pocean.2008.10.006>.
- Thomson, M.C.; Abayomi, K.; Barnston, A.G.; Levy, M.; Dilley, M. 2003. Hazards of Widespread Use of Erythromycin for Preterm Prelabour Rupture of Membranes El Niño and Drought in Southern Africa Cause of Death among Passengers on the Titanic Bridges to Iran For Personal Use. Only Reproduce with Permission from The Lancet Pu. *The Lancet* 361: 1994–95.
- Trenberth, K.E.; Caron, J.M. and Stepaniak, D.P. 2001. The Atmospheric Energy Budget and Implications for Surface Fluxes and Ocean Heat Transports. *Climate Dynamics* 17(4): 259–76.
- Trenberth, K.E. and Stepaniak, D.P. 2001. Indices of El Niño Evolution. *Journal of Climate* 14(8): 1697–1701.
- Valentina, P.; Anderson, B.T. 2021. Transition Between Forced and Oscillatory ENSO Behavior Over the Last Century. *AGU* 126(9).
- Vialard, J.; Menkes, C.; Boulan, J. 2001. A Model Study of Oceanic Mechanisms Affecting Equatorial Pacific Sea Surface Temperature during the 1997-98 El Niño. *Journal of Physical Oceanography* 31(7): 1649–75.

- Waliser, D.E. and Gautier, C. 1993. A Satellite-Derived Climatology of the ITCZ. *Journal of Climate* 6(11): 2162–74.
- Wang, B.; Wu, R. and Li, T. 2003. Atmosphere-Warm Ocean Interaction and Its Impacts on Asian-Australian Monsoon Variation. *Journal of Climate* 16(8): 1195–1211.
- Wang, C.; Weisberg, R.H. and Yang, H. 1999. Effects of the Wind Speed-Evaporation-SST Feedback on the El Niño-Southern Oscillation. *Journal of the Atmospheric Sciences* 56(10): 1391–1403.
- Wang, H.J. 1999. Role of Vegetation and Soil in the Holocene Megathermal Climate over China. *Journal of Geophysical Research Atmospheres* 104(D8): 9361–67.
- Weather, El Dorado. 2017. Center, El Dorado Weather-Placerville CA. USA Weather. <https://www.eldoradoweather.com/satellite/goes/goeswest-large/northern-south-america-geocolor.php>.
- Weng, H.; Ashok, K.; Behera, S.; Rao, S.; Yamagata, T. 2007. Impacts of Recent El Niño Modoki on Dry/Wet Conditions in the Pacific Rim during Boreal Summer. *Climate Dynamics* 29(2–3): 113–29.
- Wiedermann, M.; Siegmund, J.F.; Donges, J.F. and Donner, R.V. 2021. Differential Imprints of Distinct ENSO Flavors in Global Patterns of Very Low and High Seasonal Precipitation. *Frontiers in Climate* 3.
- Wodzicki K. and Rapp A. (2020) Variations in Precipitating Convective Feature Populations with ITCZ Width in the Pacific Ocean. *Journal of Climate*. Vol. 33: Issue 10. DOI: <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-19-0689.1>
- Wolf, F.; Voigt, A. and Donner, R.V. 2021. A Climate Network Perspective on the Intertropical Convergence Zone. *Earth System Dynamics* 12(1): 353–66.
- Wyrtki, K. 1975. El Niño—The Dynamic Response of the Equatorial Pacific Ocean to Atmospheric Forcing. *Journal of Physical Oceanography* 5(4): 572–84.

- Xin-Yue, J.Z.; Chang, C.; Johnson, N.C. 2021. Underestimated Responses of Walker Circulation to ENSO-Related SST Anomaly in Atmospheric and Coupled Models _ Enhanced Reader.Pdf.
- Xue, X.; Chen, W. and Chen, S. 2017. The Climatology and Interannual Variability of the South Asia High and Its Relationship with ENSO in CMIP5 Models. *Climate Dynamics* 48(11–12): 3507–28.
- Yang, Y.; Park, J.; An, S.; Wang, B.; Luo, X. 2021a. Mean Sea Surface Temperature Changes Influence ENSO-Related Precipitation Changes in the Mid-Latitudes. *Nature Communications* 12(1): 1–9. <http://dx.doi.org/10.1038/s41467-021-21787-z>.
- Yoon, J.; Son, R.; Wang, S.Y.; Tseng, W.L. 2019. Extreme floods in Peru during early 2017. AGU Fall Meeting
- Yuan, Y. and Yan, H.M. 2013. Different Types of La Niña Events and Different Responses of the Tropical Atmosphere. *Chinese Science Bulletin* 58(3): 406–15.
- Yukimoto, S.; Endoh, M.; Kitamura, Y.; Kitoh, A.; Motoi, T.; Noda, A. 2000. ENSO-like Interdecadal Variability in the Pacific Ocean as Simulated in a Coupled General Circulation Model. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 105(C6): 13945–63.
- Zhao, L.; Dai, A. and Dong, B. 2018. Changes in Global Vegetation Activity and Its Driving Factors during 1982–2013. *Agricultural and Forest Meteorology* 249(February): 198–209. <https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2017.11.013>.
- Zhu, X.; Chen, S.; Greatbatch, R.; Martin, C.; Xiong, J. 2021. Role of Thermocline Feedback in the Increasing Occurrence of Central Pacific ENSO. *Regional Studies in Marine Science* 41(January): 101584. <https://doi.org/10.1016/j.rsma.2020.101584>.

VIII. ANEXOS

Anexo 1: Datos de los Índices Oceánicos; EMI, TNI, ONI, 1+2, SOI, ODP, IOC

Tabla 19: Índice EMI; Valores observados, calculados, residuales, R², Error standard del Coeficiente y Desviación estándar del error (años 2016-2017)

Año	Mes	Obs	Calc	Resid	R ²	Err-Std-Coef	Desv-Std-Err
2016	1	0.20	0.15	0.15	0.90	0.066	0.324
	2	0.40	0.16	0.16			
	3	0.18	0.17	0.17			
	4	0.28	0.15	0.15			
	5	0.03	0.04	0.04			
	6	-0.16	-0.07	-0.07			
	7	-0.16	-0.20	-0.20			
	8	-0.27	-0.32	-0.32			
	9	-0.54	-0.39	-0.39			
	10	-0.60	-0.44	-0.44			
	11	-0.54	-0.49	-0.49			
	12	-0.36	-0.53	-0.53			
2017	1	-0.51	-0.52	-0.52			
	2	-0.58	-0.46	-0.46			
	3	-0.68	-0.40	-0.40			
	4	-0.32	-0.31	-0.31			
	5	-0.17	-0.21	-0.21			
	6	0.06	-0.08	-0.08			
	7	0.11	0.02	0.02			
	8	0.04	0.09	0.09			
	9	0.21	0.11	0.11			
	10	0.16	0.11	0.11			
	11	0.17	0.11	0.11			
	12	-0.03	0.11	0.11			

FUENTE: NOAA, Climate Prediction Center (CPC).

Tabla 20: Índice TNI; Valores observados, calculados, residuales, R², Error standard del Coeficiente y Desviación estándar del error (años 2016-2017)

Año	Mes	Obs	Calc	Resid	R ²	Err-Std-Coef	Desv-Std-Err
2016	1	-1.63	-1.50	-0.13	0.95	0.25	1.22
	2	-1.80	-2.00	0.20			
	3	-1.95	-2.10	0.15			
	4	-1.98	-2.00	0.02			
	5	-1.76	-1.70	-0.06			
	6	-1.44	-1.50	0.06			
	7	-0.97	-1.00	0.03			
	8	-0.51	-0.50	-0.01			
	9	-0.10	0.00	-0.10			
	10	0.32	0.50	-0.18			
	11	0.69	0.80	-0.11			
	12	1.10	1.20	-0.10			
2017	1	1.45	1.20	0.25	0.99	0.19	0.94
	2	1.47	1.10	0.37			
	3	1.27	0.80	0.47			
	4	0.59	0.50	0.09			
	5	-0.27	0.00	-0.27			
	6	-1.15	-0.50	-0.65			
	7	-1.58	-1.20	-0.38			
	8	-1.93	-1.70	-0.23			
	9	-1.85	-2.10	0.25			
	10	-1.74	-2.20	0.47			
	11	-1.55	-1.70	0.15			
	12	-1.26	-1.00	-0.26			

FUENTE: NOAA, Climate Prediction Center (CPC).

Tabla 21: Índice ONI; Valores observados, calculados, residuales, R², Error standard del Coeficiente y Desviación estándar del error (años 2016-2017)

Año	Mes	Obs	Calc	Resid	R ²	Err-Std-Coef	Desv-Std-Err
2016	1	2.50	2.50	0.00	0.99	0.19	0.94
	2	2.20	2.20	0.00			
	3	1.70	1.70	0.00			
	4	1.00	1.00	0.00			
	5	0.50	0.50	0.00			
	6	0.00	0.00	0.00			
	7	-0.30	-0.40	0.10			
	8	-0.60	-0.60	0.00			
	9	-0.70	-0.80	0.10			
	10	-0.70	-0.90	0.20			

«continuación»

	11	-0.70	-0.70	0.00
	12	-0.60	-0.50	-0.10
2017	1	-0.30	-0.30	0.00
	2	-0.10	-0.10	0.00
	3	0.10	0.10	0.00
	4	0.30	0.30	0.00
	5	0.40	0.40	0.00
	6	0.40	0.40	0.00
	7	0.20	0.20	0.00
	8	-0.10	-0.10	0.00
	9	-0.40	-0.40	0.00
	10	-0.70	-0.70	0.00
	11	-0.90	-0.90	0.00
	12	-1.00	-1.00	0.00

FUENTE: NOAA, Climate Prediction Center (CPC).

Tabla 22: Índice 1+2; Valores observados, Calculados, Residuales, R², Error standard del Coeficiente y Desviación estándar del error (años 2016-2017)

Año	Mes	Obs	Calc	Resid	R ²	Err-Std-Coeff	Desv-Std-Err
2016	1	1.82	1.60	0.22	0.89	0.18	0.89
	2	1.09	1.40	-0.31			
	3	1.10	1.10	0.00			
	4	0.29	0.60	-0.31			
	5	0.45	0.30	0.15			
	6	0.52	0.10	0.42			
	7	-0.06	0.00	-0.06			
	8	0.19	0.00	0.19			
	9	0.25	0.00	0.25			
	10	-0.03	0.15	-0.18			
	11	-0.08	0.30	-0.38			
	12	0.02	0.50	-0.48			
2017	1	0.33	0.60	-0.27			
	2	0.92	0.65	0.27			
	3	1.56	0.70	0.86			
	4	0.49	0.60	-0.11			
	5	0.25	0.40	-0.15			
	6	0.20	0.15	0.05			
	7	-0.46	-0.30	-0.16			
	8	-0.76	-0.70	-0.06			
	9	-1.28	-1.15	-0.13			
	10	-1.32	-1.40	0.08			
	11	-1.44	-1.60	0.16			
	12	-1.54	1.45	-2.99			

FUENTE: NOAA, Climate Prediction Center (CPC).

Tabla 23: Índice SOI; Valores observados, calculados, residuales, R², Error standard del Coeficiente y Desviación estándar del error (años 2016-2017)

Año	Mes	Obs	Calc	Resid	R ²	Err-Std-Coef	Desv-Std-Err
2016	1	-19.70	-20.00	0.30	0.64	1.95	9.55
	2	-19.70	-18.00	-1.70			
	3	-4.70	-13.00	8.30			
	4	-22.00	-7.00	-15.00			
	5	2.80	-3.00	5.80			
	6	5.80	1.00	4.80			
	7	4.20	4.10	0.10			
	8	5.30	6.00	-0.70			
	9	13.50	6.00	7.50			
	10	-4.30	5.00	-9.30			
	11	-0.70	4.00	-4.70			
	12	2.60	1.90	0.70			
2017	1	1.30	-1.00	2.30			
	2	-2.20	-2.00	-0.20			
	3	5.10	-3.00	8.10			
	4	-6.30	-3.00	-3.30			
	5	0.50	-2.00	2.50			
	6	-10.40	0.00	-10.40			
	7	8.10	2.00	6.10			
	8	3.30	6.00	-2.70			
	9	6.90	8.00	-1.10			
	10	9.10	9.00	0.10			
	11	11.80	8.00	3.80			
	12	-1.40	2.00	-3.40			

FUENTE: NOAA, Climate Prediction Center (CPC).

Tabla 24: Índice ODP; Valores observados, Calculados, Residuales, R², Error standard del Coeficiente y Desviación estándar del error (años 2016-2017)

Año	Obs	Calc	Resid	R ²	Err-Std-Coef	Desb-Std-Err
2000	-0.6	-0.63	0.04	0.82	0.2	0.87
2001	-0.6	-0.30	-0.26			
2002	0.2	0.20	0.02			
2003	1.0	0.50	0.47			
2004	0.3	0.60	-0.26			
2005	0.4	0.50	-0.13			
2006	0.2	0.20	-0.01			
2007	-0.2	-0.20	0.00			
2008	-1.3	-0.70	-0.59			
2009	-0.6	-1.10	0.49			
2010	-0.3	-1.20	0.89			

«continuación»

2011	-1.2	-1.00	-0.23
2012	-1.1	-0.60	-0.50
2013	-0.5	0.00	-0.52
2014	1.1	0.80	0.33
2015	1.6	1.40	0.23
2016	1.5	1.60	-0.06
2017	0.5	0.80	-0.28
2018	0.2	0.21	-0.03

FUENTE: NOAA, Climate Prediction Center (CPC).

Tabla 25: Índice IOC; Valores observados, Calculados, Residuales, R², Error standard del Coeficiente y Desviación estándar del error (años 2016 y 2017)

AÑO	Meses	Observ	Calc	Resid	R ²	Err-Std-Coeff	Desv-Std-Err
2016	Enero	-0.02	-0.10	0.08	0.94	1.0	0.20
	Febrero	-0.06	0.15	-0.21			
	Marzo	0.05	0.20	-0.15			
	Abril	0.17	0.15	0.02			
	Mayo	0.28	0.10	0.18			
	Junio	0.30	0.10	0.20			
	Julio	0.24	0.12	0.12			
	Agosto	0.15	0.25	-0.10			
	Setiembre	0.11	0.35	-0.24			
	Octubre	0.21	0.50	-0.29			
	Noviembre	0.63	0.52	0.11			
	Diciembre	0.95	0.90	0.05			
2017	Enero	1.18	1.00	0.18			
	Febrero	1.11	1.10	0.01			
	Marzo	1.07	1.10	-0.04			
	Abril	0.98	0.90	0.08			
	Mayo	0.72	0.75	-0.03			
	Junio	0.33	0.30	0.03			
	Julio	-0.20	0.00	-0.20			
	Agosto	-0.61	-0.50	-0.11			
	Setiembre	-0.81	-0.81	0.00			
	Octubre	-0.84	-1.00	0.16			
	Noviembre	-0.77	-0.90	0.13			
	Diciembre	-0.64	-0.51	-0.13			

Anexo 2: Datos de los Índices Oceánicos; TNI, ODP, considerados en el desarrollo del Índice IOC

Datos del índice TNI, desde el año 1995 al 2021

AÑO	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SET	OCT	NOV	DEC
1995	-1.73	-1.91	-2.19	-2.30	-2.26	-2.00	-1.53	-1.01	-0.57	-0.34	-0.19	-0.03
1996	0.04	-0.37	-0.60	-0.91	-1.53	-1.98	-2.02	-1.96	-1.89	-1.73	-1.66	-1.51
1997	-1.35	-1.15	-0.54	0.30	1.06	1.78	2.51	2.83	2.94	3.09	3.04	2.86
1998	2.72	2.87	3.05	2.98	3.16	3.21	2.76	2.45	2.37	2.26	2.23	2.48
1999	2.45	2.10	1.70	1.14	0.45	-0.10	-0.31	-0.37	-0.20	0.15	0.48	1.07
2000	1.45	1.83	1.86	1.49	0.78	0.17	-0.47	-0.71	-0.80	-0.38	-0.10	0.36
2001	0.79	1.25	0.85	0.24	-0.57	-1.50	-2.45	-2.85	-2.86	-2.64	-2.67	-2.37
2002	-1.78	-1.34	-1.29	-1.33	-1.66	-2.34	-2.87	-3.00	-2.88	-2.55	-2.41	-2.31
2003	-2.52	-2.64	-2.91	-3.00	-3.04	-2.90	-2.72	-2.41	-2.08	-1.74	-1.60	-1.52
2004	-1.60	-1.57	-1.91	-2.27	-2.64	-3.00	-3.38	-3.25	-2.99	-2.73	-2.51	-2.39
2005	-2.60	-2.61	-2.41	-2.38	-2.28	-1.90	-1.89	-2.12	-2.00	-1.67	-1.26	-0.48
2006	0.15	0.07	-0.10	-0.60	-1.17	-1.50	-1.29	-1.09	-0.99	-1.13	-1.18	-1.20
2007	-1.59	-1.83	-2.02	-2.34	-2.66	-2.70	-2.57	-2.31	-1.87	-1.29	-0.30	0.85
2008	1.84	2.40	2.67	2.49	2.02	1.61	1.43	1.17	0.96	0.84	0.79	0.78
2009	0.79	0.75	0.51	0.11	-0.28	-0.48	-0.85	-1.31	-1.69	-2.03	-2.42	-2.57
2010	-2.65	-2.40	-2.13	-1.75	-1.55	-0.96	-0.56	-0.22	0.11	0.68	1.17	1.53
2011	1.52	1.58	1.55	1.27	0.84	0.68	0.39	0.17	-0.03	0.07	0.36	0.84
2012	1.08	1.48	1.61	1.60	1.19	0.60	-0.05	-0.72	-1.41	-1.74	-1.63	-1.52
2013	-1.15	-1.00	-1.17	-1.53	-1.93	-2.38	-2.40	-2.19	-1.94	-1.58	-1.04	-1.08
2014	-1.36	-1.50	-1.41	-1.48	-1.12	-0.64	-0.41	-0.50	-0.81	-1.24	-1.72	-2.12
2015	-2.48	-2.44	-1.98	-1.43	-0.70	-0.20	0.10	0.11	-0.14	-0.40	-0.68	-1.19
2016	-1.63	-1.80	-1.95	-1.98	-1.76	-1.44	-0.97	-0.51	-0.10	0.32	0.69	1.10
2017	1.45	1.47	1.27	0.59	-0.27	-1.15	-1.58	-1.93	-1.85	-1.74	-1.55	-1.26
2018	-1.13	-1.26	-1.32	-1.65	-1.98	-2.12	-2.09	-2.16	-1.98	-1.89	-1.73	-1.70
2019	-1.73	-1.77	-1.89	-2.23	-2.54	-2.75	-3.05	-3.34	-3.29	-3.00	-2.86	-2.55
2020	-2.21	-2.03	-1.81	-1.76	-1.89	-1.86	-1.72	-1.59	-1.09	-0.44	0.17	0.57
2021	0.70	0.38	-0.01	-0.42	-0.64							

FUENTE: NOAA, Climate Prediction Center (CPC).

Datos del Índice ODP, desde el año 1995 al 2021

AÑO	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SET	OCT	NOV	DEC
1995	-0.49	0.46	0.75	0.83	1.46	1.27	1.71	0.21	1.16	0.47	-0.28	0.16
1996	0.59	0.75	1.01	1.46	2.18	1.10	0.77	-0.14	0.24	-0.33	0.09	-0.03
1997	0.23	0.28	0.65	1.05	1.83	2.76	2.35	2.79	2.19	1.61	1.12	0.67
1998	0.83	1.56	2.01	1.27	0.70	0.40	-0.04	-0.22	-1.21	-1.39	-0.52	-0.44
1999	-0.32	-0.66	-0.33	-0.41	-0.68	-1.30	-0.66	-0.96	-1.53	-2.23	-2.05	-1.63
2000	-2.00	-0.83	0.29	0.35	-0.05	-0.44	-0.66	-1.19	-1.24	-1.30	-0.53	0.52
2001	0.60	0.29	0.45	-0.31	-0.30	-0.47	-1.31	-0.77	-1.37	-1.37	-1.26	-0.93
2002	0.27	-0.64	-0.43	-0.32	-0.63	-0.35	-0.31	0.60	0.43	0.42	1.51	2.10
2003	2.09	1.75	1.51	1.18	0.89	0.68	0.96	0.88	0.01	0.83	0.52	0.33
2004	0.43	0.48	0.61	0.57	0.88	0.04	0.44	0.85	0.75	-0.11	-0.63	-0.17
2005	0.44	0.81	1.36	1.03	1.86	1.17	0.66	0.25	-0.46	-1.32	-1.50	0.20
2006	1.03	0.66	0.05	0.40	0.48	1.04	0.35	-0.65	-0.94	-0.05	-0.22	0.14
2007	0.01	0.04	-0.36	0.16	-0.10	0.09	0.78	0.50	-0.36	-1.45	-1.08	-0.58
2008	-1.00	-0.77	-0.71	-1.52	-1.37	-1.34	-1.67	-1.70	-1.55	-1.76	-1.25	-0.87
2009	-1.40	-1.55	-1.59	-1.65	-0.88	-0.31	-0.53	0.09	0.52	0.27	-0.40	0.08
2010	0.83	0.82	0.44	0.78	0.62	-0.22	-1.05	-1.27	-1.61	-1.06	-0.82	-1.21
2011	-0.92	-0.83	-0.69	-0.42	-0.37	-0.69	-1.86	-1.74	-1.79	-1.34	-2.33	-1.79
2012	-1.38	-0.85	-1.05	-0.27	-1.26	-0.87	-1.52	-1.93	-2.21	-0.79	-0.59	-0.48
2013	-0.13	-0.43	-0.63	-0.16	0.08	-0.78	-1.25	-1.04	-0.48	-0.87	-0.11	-0.41
2014	0.30	0.38	0.97	1.13	1.80	0.82	0.70	0.67	1.08	1.49	1.72	2.51
2015	2.45	2.30	2.00	1.44	1.20	1.54	1.84	1.56	1.94	1.47	0.86	1.01
2016	1.53	1.75	2.40	2.62	2.35	2.03	1.25	0.52	0.45	0.56	1.88	1.17
2017	0.77	0.70	0.74	1.12	0.88	0.79	0.10	0.09	0.32	0.05	0.15	0.50
2018	0.70	0.37	-0.05	0.11	0.11	-0.04	0.11	0.18	0.09	0.26	-0.05	0.52
2019	0.66	0.46	0.37	1.07	1.03	1.09	1.03	0.38	0.41	-0.45	0.15	0.97
2020	-0.23	-0.68	-0.82	-0.57	0.09	-0.08	-0.38	-0.28	-0.70	-0.69	-1.12	-0.90
2021	-0.16	-0.54	-1.17	-0.91	-0.94	-1.18						

FUENTE: NOAA, Climate Prediction Center (CPC).

Datos del Índice IOC, desde el año 1995 al 2021

AÑO	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SET	OCT	NOV	DEC
1995	-1.52	-1.16	-0.85	-0.73	-0.62	-0.50	-0.23	-0.23	0.00	-0.01	0.04	-0.03
1996	0.05	0.19	0.24	0.22	0.27	0.05	-0.25	-0.71	-0.83	-0.97	-0.88	-0.86
1997	-0.70	-0.59	-0.31	0.10	0.72	1.46	2.05	2.50	2.60	2.58	2.33	2.06
1998	1.87	1.92	2.17	2.29	2.20	1.95	1.70	1.43	1.02	0.71	0.62	0.77
1999	0.98	0.93	0.82	0.59	0.31	-0.15	-0.43	-0.62	-0.67	-0.86	-0.90	-0.70
2000	-0.45	-0.02	0.43	0.83	0.79	0.38	-0.11	-0.55	-0.84	-0.94	-0.72	-0.24
2001	0.27	0.63	0.70	0.46	0.06	-0.49	-1.10	-1.56	-1.93	-1.98	-2.03	-1.87
2002	-1.46	-1.13	-0.87	-0.89	-0.94	-1.10	-1.36	-1.38	-1.34	-1.16	-0.91	-0.54
2003	-0.26	-0.26	-0.45	-0.68	-0.89	-1.03	-1.02	-0.92	-0.89	-0.75	-0.68	-0.53
2004	-0.57	-0.58	-0.59	-0.68	-0.79	-1.07	-1.28	-1.38	-1.26	-1.25	-1.37	-1.42
2005	-1.31	-1.09	-0.83	-0.70	-0.47	-0.42	-0.40	-0.64	-0.93	-1.22	-1.37	-1.00
2006	-0.31	0.27	0.31	0.08	-0.16	-0.23	-0.35	-0.52	-0.77	-0.81	-0.75	-0.61
2007	-0.68	-0.74	-0.96	-1.06	-1.22	-1.26	-1.19	-1.03	-0.97	-1.13	-1.06	-0.64
2008	-0.05	0.46	0.74	0.76	0.60	0.32	0.11	-0.08	-0.23	-0.34	-0.33	-0.25
2009	-0.19	-0.25	-0.41	-0.57	-0.63	-0.58	-0.55	-0.56	-0.63	-0.69	-0.96	-1.18
2010	-1.19	-0.98	-0.85	-0.71	-0.60	-0.51	-0.62	-0.71	-0.77	-0.56	-0.25	0.05
2011	0.21	0.28	0.37	0.41	0.36	0.22	-0.17	-0.51	-0.81	-0.78	-0.84	-0.70
2012	-0.54	-0.10	0.15	0.42	0.30	0.16	-0.32	-0.75	-1.31	-1.47	-1.39	-1.12
2013	-0.92	-0.78	-0.75	-0.82	-0.89	-1.12	-1.44	-1.67	-1.55	-1.35	-1.00	-0.85
2014	-0.62	-0.61	-0.44	-0.32	-0.02	0.08	0.19	0.11	0.12	0.12	0.09	0.11
2015	0.06	0.04	-0.02	-0.02	0.09	0.31	0.63	0.83	0.90	0.76	0.51	0.18
2016	-0.02	-0.06	0.05	0.17	0.28	0.30	0.24	0.15	0.11	0.21	0.63	0.95
2017	1.18	1.11	1.07	0.98	0.72	0.33	-0.20	-0.61	-0.81	-0.84	-0.77	-0.64
2018	-0.43	-0.35	-0.45	-0.63	-0.80	-0.93	-1.00	-1.02	-0.97	-0.92	-0.88	-0.77
2019	-0.67	-0.59	-0.65	-0.67	-0.70	-0.72	-0.86	-1.11	-1.31	-1.55	-1.51	-1.29
2020	-1.12	-1.12	-1.30	-1.28	-1.13	-1.01	-0.97	-0.98	-0.96	-0.80	-0.65	-0.40
2021	-0.12	0.01	-0.13	-0.45	-0.68	-0.68	-0.46	-0.20				

Anexo 3: Definiciones de diferentes regiones e índices utilizados en este estudio

Nombre del Índice	Definición
Niño3.4	La región está delimitada por (5°N-5°S, 170°W-120°W). La anomalía de la temperatura promedio de la superficie del mar (ATSM) sobre esta región se conoce como índice NIÑO3.4
Niño3	La región está delimitada por (5°N-5°S, 150°W-90°W). La anomalía de la temperatura promedio de la superficie del mar (ATSM) sobre esta región se conoce como índice NIÑO3, el cual es también conocida como índice ENOS
Niño1+2	La región está delimitada por (Ecuador-10°S, 90°W-80°W). El área de la anomalía de la temperatura promediada de la superficie del mar en esta región se conoce como índice NIÑO1+2
Niño4	La región está delimitada por (5°N-5°S, 160°E-150°W). El área de la anomalía de la temperatura promediada de la superficie del mar en esta región se conoce como índice NIÑO4
Niño Modoki	Variante de El Niño, Modoki es una palabra japonesa que significa “similar pero diferente”
Índice Trans-Niño	índice definido como diferencia entre ATSM normalizado entre NIÑO4 y NIÑO1+2
Oscilación Decadal del Pacífico	Índice de Oscilación decadal del Pacífico ODP. Patrón de variabilidad climática del Pacífico de larga duración

Anexo 4: Análisis de la Traslación del Planeta vs ENOS

De las observaciones realizadas en la ocurrencia de ENOS, se ha determinado que este Fenómeno se presenta justamente cuando la Tierra (en su proceso orbital de Traslación, alrededor del Sol), se acerca más al Sol (Perihelio), este proceso orbital de acercamiento se presenta a partir del mes de diciembre a marzo de cada año (generalmente cada 3 de enero), durante estos meses las precipitaciones se presentan con mayor intensidad. En consecuencia, la ocurrencia de ENOS podría también depender del mayor o menor acercamiento al Sol (Figura 55).

Se ha revisado información al respecto, pero, no existe aún investigación importante sobre la hipótesis planteada, sin embargo, de acuerdo a la búsqueda realizada se ha encontrado una investigación (Hernández-Pastora 2006), sobre la determinación de las variaciones del Perihelio en el Planeta de Mercurio, permitiendo realizar predicciones del comportamiento de ciertos cuerpos que ha servido para calcular las variaciones del perihelio de Mercurio.

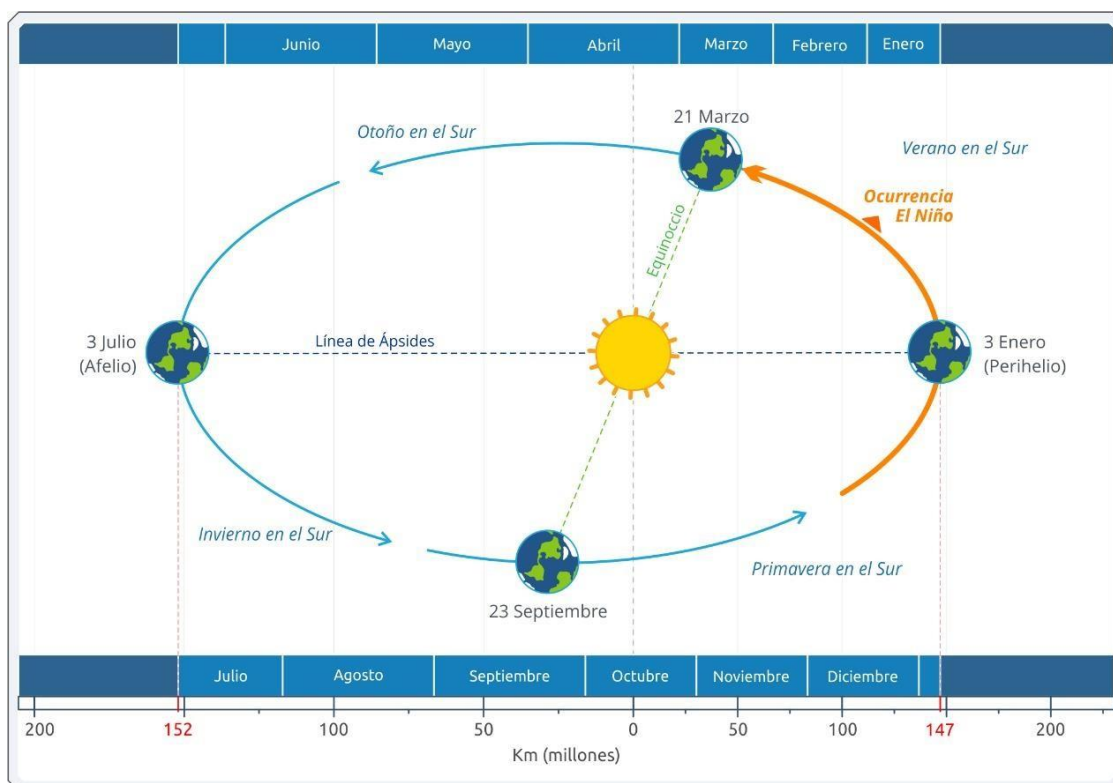


Figura 55: Traslación de la Tierra, en su mayor acercamiento al Sol (Perihelio) y su relación en la generación de ENOS

FUENTE: Propia

Anexo 5: Estimación de la ocurrencia de ENOS mediante el Principio de PARETO

En esta sección efectuamos una estimación de la ocurrencia de ENOS mediante el Principio de Pareto. Para su cálculo se han sido utilizado los datos de la Tabla 15, considerando el Índice ONI de ocurrencia de ENOS, (Débil=0.5, Moderado=1.0, Fuerte=1.5 y Muy fuerte ≥ 2),

En la Figura 56, se muestran los porcentajes (80/20), cuya interpretación se explica a continuación:

- El 80% de ocurrencia de ENOS (ONI = 0.5 y 1.0), generan un 20% de las precipitaciones o efectos de la ocurrencia de ENOS y
- El 20% de la ocurrencia ENOS (ONI=1.5 y ≥ 2) es generadora del 80% de intensas precipitaciones o daños.

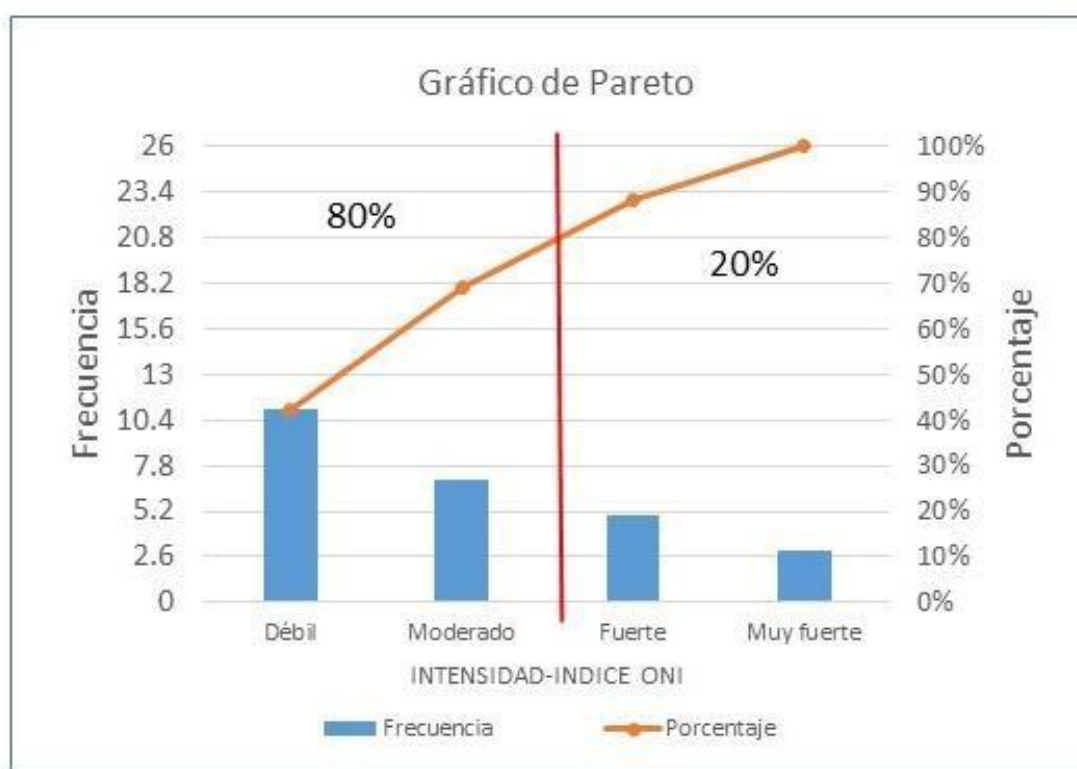


Figura 56: Distribución (80/20) de la Ley Pareto, aplicado a la ocurrencia de ENOS en base al Índice ONI