

UNIVERSIDAD POLITÉCNICA DE VALENCIA

**Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Caminos, Canales y Puertos
Departamento de Ingeniería Hidráulica y Medio Ambiente**



**INFLUENCIA DE VARIABLES MACROCLIMÁTICAS
EN LA SEQUÍA METEOROLÓGICA
EN EL SUR DEL PERÚ**

TESINA DE MASTER

Presentada por: Carlos Oswaldo Sánchez Romero

Director: Dr. Rafael García Bartual

Valencia – España

Octubre del 2009

*A mi madre,
En su memoria*

Resumen

Los indicadores para monitorización y caracterización de sequías permiten identificar, cuantificar y comparar eventos de esta clase. Estas herramientas se han utilizado frecuentemente en políticas de gestión de recursos hídricos; sin embargo, son menores los esfuerzos realizados en la predicción de las sequías, y en concreto, en el empleo de variables climáticas globales (VCG) correlacionadas con estos fenómenos para su predicción.

La escasez de recursos hídricos y demandas en aumento acentúan más los impactos posibles de sequías futuras, siendo grande el potencial de beneficios prácticos derivados de modelos de predicción.

La presente investigación desarrolla los principales factores condicionantes de la climatología árida del Sur del Perú, como son la Cordillera de los Andes, o las aguas frías del océano Pacífico, que provocan condiciones climáticas estables con ausencia de precipitaciones.

El Niño – Oscilación del Sur es un fenómeno global océano–atmosférico que produce el conjunto más importante de variaciones macroclimáticas en el Pacífico y es factor esencial de la variabilidad climática interanual del trópico y regiones extratropicales. Se incluye junto a otras VCG para evaluar la influencia sobre la sequía meteorológica en el Sur de Perú, descrita en términos del índice estandarizado de precipitación.

La investigación propone un modelo de predicción basado en redes neuronales artificiales que determinará los índices de sequías de los meses de enero a marzo (temporada de lluvias) a partir de VCG observadas durante en diciembre. Se trata de una red multicapa con funciones de activación no lineales, entrenada con el algoritmo *Levenberg-Marquardt*.

Los resultados son satisfactorios, contrastándose la bondad de las predicciones de sequías en el Sur de Perú. Esta herramienta constituye una mejora de las bases para la optimización de la gestión de los recursos hídricos en la zona.

Summary

The indicators for monitoring and characterization of drought allow identifying, quantifying and comparing events of this kind. These tools are frequently used in policies for water resources, however efforts are lower in the prediction of drought, and in the use of global climate variables (GCV) correlated with these phenomenon for prediction.

The scarcity of water resources and increasing demands accentuated the potential impacts of future droughts, still great potential of practical benefits derived from predictive models.

This research develops the principal factors of the arid climate of southern Peru, such as the Andes, or the cold waters of the Pacific Ocean, that cause stable weather conditions without precipitation.

El Niño - Southern Oscillation is a global ocean-atmospheric phenomenon that produces the most complete macroclimatic variations in the Pacific and is an essential factor of annual climate variability in the tropics region and outside tropics. It is included with other GCV to evaluate the influence of meteorological drought in southern Peru, which is described in terms of standardized precipitation index.

The research proposes a prediction model based on artificial neural networks that determine the levels of drought from January to March (rainy season) from GCV observed during December. This is a multi-layer network with nonlinear activation functions, trained with the Levenberg-Marquardt algorithm.

The results are satisfactory, contrasting the goodness of the predictions of drought in southern Peru. This tool is an improvement of the basis for optimizing the management of water resources in the area.

Síntesi

Els indicadors per la monitorització i caracterització de sequeres permeten identificar, quantificar i comparar esdeveniments d'aquesta classe. Aquestes eines s'han fet servir sovint a les polítiques de gestió de recursos hídrics; tanmateix, en són menors els esforços realitzats en la predicció de les sequeres, i en concret, l'ús de variables climàtiques globals (VCG) correlacionades amb aquests fenòmens per a la seua predicció.

L'escassetat de recursos hídrics i l'augment de les demandes remarquen més encara els impactes possibles de futures sequeres, essent greu el potencial de beneficis pràctics que s'esdevenen dels models de predicció.

Aquesta recerca desenvolupa els principals factors que condicionen la climatologia àrida del Sud del Perú, com és ara la serralada dels Andes, o les fredes aigües del Pacífic, les quals causen condicions estables amb absència de precipitacions.

“El Niño” - oscil·lació del Sud - és un fenomen global oceànic-atmosfèric, el qual produeix el conjunt més important de variacions macroclimàtiques al Pacífic i és factor essencial de la variabilitat climàtica interanual del tròpic i de regions extratropicals. S'hi inclou amb d'altres VCG per avaluar la influència sobre la sequera meteorològica al Sud del Perú, descrita en termes de l'índex estandarditzat de precipitació.

La recerca proposa un model de predicció fonamentat en xarxes neuronals artificials, el qual fixarà els índexs de sequera al llarg dels mesos gener a març (temporada de pluges) d'ençà de VCG observades al desembre. Es traca d'una xarxa multicapa amb funcions d'activació no lineals, entrenada amb l'algoritme Levenberg-Marquardt.

Els resultats són satisfactoris, i es contrasta el grau d'incert de les prediccions de sequeres al Sud del Pacífic. Aquesta eina constitueix una millora de les bases per a l'optimització de la gestió dels recursos hídrics a la zona.

Agradecimientos

Quiero expresar mis agradecimientos en primer lugar a la Gerencia de Recursos Hídricos de Southern Perú por las facilidades que se me concedieron para realizar los estudios de maestría, así como por el suministro de información para el desarrollo de la presente tesina, apoyo que ha permitido realizar una de las primeras investigaciones sobre sequías en la zona más árida del Perú, estas acciones demuestran la política de la Empresa Southern Perú en contribuir en la mejora de la gestión de los recursos hídricos de la región.

Al ingeniero José De Piérola por sus valiosas sugerencias y aportes así como las revisiones realizadas a cada uno de los Capítulos. A los Doctores Patricio Aceituno y José Salas por sus importantes observaciones y comentarios.

Al director de mi tesina, el Doctor Rafael García Bartual por sus ideas, contribuciones y apoyo permanente.

Y a los profesores del Máster de Ingeniería Hidráulica y Medio Ambiente de la Universidad Politécnica de Valencia por los valiosos conocimientos compartidos.

Índice General

1. Introducción.....	1
1.1. Antecedentes.....	1
1.2. Justificación.....	3
1.3. Objetivos.....	5
1.4. Estructura de la Tesina.....	6
2. Antecedentes.....	7
2.1. El Niño y la Oscilación del Sur.....	7
2.2. Circulación Atmosférica.....	10
2.3. Circulación Latitudinal.....	10
2.4. Circulación Longitudinal.....	12
2.5. Zona de Convergencia Intertropical.....	13
2.6. Regiones El Niño	14
2.7. El Niño	15
2.8. La Niña	19
2.9. El Niño 1997/1998	20
2.10. Anomalías Oceánicas - Atmosféricas Durante 1997/1998..	20
2.11. Variables Macroclimáticas e Indicadores del Fenómeno ENSO.....	21
2.12. Características Climáticas de la Costa Peruana.....	22
2.13. Características Climáticas del Altiplano.....	24
2.14. Climatología de la Zona de Estudio.....	28
3. Sequías.....	31
3.1. Sequías.....	31
3.2. Clasificación de Sequías.....	33
3.3. Pronóstico de Sequías.....	35
3.4. Índices de Sequías.....	36
3.4.1. Porcentaje de la Precipitación Normal.....	36
3.4.2. Índice de Palmer.....	37
3.4.3. Índice de Deciles de Precipitación.....	39
3.4.4. Índice de Humedad de Cultivos.....	40
3.4.5. Índice de Suministro de Agua Superficial.....	40
3.4.6. Índice de Precipitación Estandarizado	41
3.4.7. Índice de Sequías del Bureau of Reclamation.....	42
3.4.8. Índice Diferencial de Vegetación Normalizado.....	43
3.4.9. Índice de Condición de Vegetación.....	44
3.4.10. Índice Agregado de Sequías	44

4. Metodología.....	45
4.1. Ubicación de la Zona de Estudio.....	45
4.2. Análisis de la Información Pluviométrica.....	47
4.3. Información Climatológica Global	48
4.4. Cálculo del Índice Estandarizado de Precipitación	50
4.5. Análisis de Correlación.....	52
4.6. Redes Neuronales	55
4.6.1. Elementos de la Red Neuronal	56
4.6.2. Normalización de los Datos	59
4.6.3. Inicialización de los Pesos	59
4.6.4. Medidas de la Bondad del Modelo	61
4.6.5. Algoritmos de Entrenamiento.....	62
5. Análisis y Resultados	65
5.1. Análisis de la Precipitación.....	65
5.2. Estandarización de la Precipitación.....	70
5.3. Índices Climáticos Globales	76
5.4. ENSO vs PDO	82
5.5. Análisis de Correlación Cruzada.....	83
5.6. Análisis de la Altura Geopotencial.....	91
5.7. Correlación SPI - Altura Geopotencial.....	92
5.8. Correlación SPI - Temperatura de la Superficie del Mar	95
5.9. Modelo de Pronóstico.....	97
5.10. Arquitectura de las Redes.....	98
6. Conclusiones	112
6.1. Aportes de la Investigación	117
6.2. Futuras Líneas de Investigación	118
7. Bibliografía	120
Anexo 1 Índice de Precipitación Estandarizado.....	128
Anexo 2 Análisis de Correlación Cruzada	138
Anexo 3 Correlación Índice de Precipitación Estandarizado – Altura Geopotencial	186
Anexo 4 Correlación Índice de Precipitación Estandarizado – Temperatura de la Superficie del Mar.....	203
Anexo 5 Modelos de Redes Neuronales (CD)	

Índice de Figuras

Figura 2.1 Circulación General Atmosférica	12
Figura 2.2 Variación Temporal de la Zona de Convergencia Intertropical	14
Figura 2.3 Regiones de El Niño	15
Figura 2.4 Condición normal de los vientos alisos – afloramiento aguas frías en costa oeste sudamericana	16
Figura 2.5 Condición normal de los vientos alisos	17
Figura 2.6 Índice multivariado	18
Figura 2.7 Formación de lluvias en zonas tropicales	23
Figura 2.8 Nubes estratificadas limitadas en su ascenso por una inversión de temperatura	24
Figura 2.9 Representación esquemática de los patrones de circulación y de masas de aire, sobre los Andes Centrales, en una sección transversal de la cordillera en las latitudes del Altiplano	25
Figura 2.10 Promedio temporal de alturas geopotenciales y velocidades de viento para el verano austral (DEF) a 850 hPa, 500 hPa y 200 hPa y para el invierno (JJA) a 850 hPa, 500 hPa y 200 hPa (NCEP reanalysis)	26
Figura 2.11 200 hPa composites para velocidades de viento (m/s) y alturas geopotenciales para el verano austral (DEF) durante fases mínimas (low) y máximas (high) del índice de oscilación del sur - NCEP reanalysis	27
Figura 3.1 Relación entre tipos de sequías y duración de eventos	35
Figura 4.1 Ubicación del área de estudio, estaciones meteorológicas.....	46
Figura 4.2 Diagrama box plot, precipitación mensual estación Tacalaya.....	48
Figura 4.3 Índices climáticos: PDO 1900 – 2008	49
Figura 4.4 Información climatológica distribuida: Temperatura de la superficie del mar enero 2007.....	49
Figura 4.5 Función de Densidad de Probabilidades Gamma ($\alpha=2$, $\beta=1$)	50
Figura 4.6 Red feedforward de tres capas	57
Figura 4.7 Diagrama esquemático del nodo j	58
Figura 5.1 Precipitación mensual	66
Figura 5.2 Precipitación acumulada anual	68

Figura 5.3 Histograma de frecuencia de la precipitación acumulada anual	68
Figura 5.4 Distribución de probabilidad, precipitación anual	69
Figura 5.5 Diagrama box plot, precipitación mensual	69
Figura 5.6 Índice de precipitación estandarizado mensual	71
Figura 5.7 Índice de precipitación estandarizado anual	71
Figura 5.8 Índice de precipitación estandarizado – precipitación anual	72
Figura 5.9 Índice de precipitación estandarizado – precipitación promedio de enero y febrero	72
Figura 5.10 Índice de precipitación estandarizado – precipitación promedio de julio y agosto	73
Figura 5.11 Distribución espacial de Sequías, SPI, Arequipa, Puno, Tacna y Moquegua, Año 1978	74
Figura 5.12 Distribución espacial de Sequías, SPI, Arequipa, Puno, Tacna y Moquegua, Año 1983	75
Figura 5.13 Precipitación promedio - precipitación ponderada areal	76
Figura 5.14 Índice estandarizado de precipitación – índice de oscilación del sur	77
Figura 5.15 Índice estandarizado de precipitación – índice IMENSO	77
Figura 5.16 Índice estandarizado de precipitación – TSM zona niño 1-2	78
Figura 5.17 Índice estandarizado de precipitación – TSM zona niño 3	78
Figura 5.18 Índice estandarizado de precipitación – TSM zona niño 4	79
Figura 5.19 Índice estandarizado de precipitación – TSM zona niño 3-4	79
Figura 5.20 Índice estandarizado de precipitación – TSM Atlántico norte	80
Figura 5.21 Índice estandarizado de precipitación – TSM Atlántico sur	80
Figura 5.22 Índice estandarizado de precipitación – TSM Atlántico tropical	81
Figura 5.23 Índice estandarizado de precipitación – oscilación decadal del Pacífico	81
Figura 5.24 Índice IMENSO - Oscilación Decadal del Pacífico	82
Figura 5.25 Correlación cruzada Índice estandarizado de precipitación mensual, Índice de Oscilación del Sur	83
Figura 5.26 Correlación cruzada Índice estandarizado de precipitación bimensual - anual, Índice de Oscilación del Sur	84
Figura 5.27 Correlación cruzada Índice estandarizado de precipitación bimensual - anual, TSM zona niño 3	84

Figura 5.28 Correlación cruzada Índice estandarizado de precipitación mensual, TSM Atlántico tropical	85
Figura 5.29 Correlación cruzada Índice estandarizado de precipitación promedio mensual, Índice de Oscilación del Sur	86
Figura 5.30 Correlación cruzada Índice estandarizado de precipitación promedio mensual, TSM zona niño 1-2	86
Figura 5.31 Correlación cruzada Índice estandarizado de precipitación promedio mensual, TSM zona niño 3	87
Figura 5.32 Correlación cruzada Índice estandarizado de precipitación promedio mensual, TSM zona niño 4	87
Figura 5.33 Correlación cruzada Índice estandarizado de precipitación promedio mensual, TSM zona niño 3-4	88
Figura 5.34 Correlación cruzada Índice estandarizado de precipitación promedio mensual, TSM Atlántico tropical	88
Figura 5.35 Correlación cruzada Índice estandarizado de precipitación promedio mensual, IMENSO	89
Figura 5.36 Correlación cruzada Índice estandarizado de precipitación promedio mensual, TSM Pacífico sur	89
Figura 5.37 Alturas Geopotenciales promedio a 850 hPa, para la temporada de lluvias (EFM)	91
Figura 5.38 Alturas Geopotenciales promedio a 500 hPa, para la temporada de lluvias (EFM)	91
Figura 5.39 Alturas Geopotenciales promedio a 200 hPa, para la temporada de lluvias (EFM)	92
Figura 5.40 Mapa de Correlación Índice estandarizado de precipitación febrero altura geopotencial 850 hPa lag: -2	93
Figura 5.41 Mapa de Correlación Índice estandarizado de precipitación febrero altura geopotencial 500 hPa lag: -2	93
Figura 5.42 Mapa de Correlación Índice estandarizado de precipitación febrero altura geopotencial 200 hPa lag: -2	94
Figura 5.43 Mapa de Correlación Índice estandarizado de precipitación febrero -temperatura de la superficie del mar lag: 0	95
Figura 5.44 Mapa de Correlación Índice estandarizado de precipitación febrero -temperatura de la superficie del mar lag: -1	95
Figura 5.45 Mapa de Correlación Índice estandarizado de precipitación febrero -temperatura de la superficie del mar lag: -2	96
Figura 5.46 Mapa de Correlación Índice estandarizado de precipitación febrero -temperatura de la superficie del mar lag: -3	96
Figura 5.47 Redes Neuronales: Arquitecturas propuestas	101
Figura 5.48 M-I (2-2-1), Entradas: SOI, IMENSO de diciembre, salida: SPI de enero	103
Figura 5.49 M-II (2-3-1), Entradas: SOI, IMENSO de diciembre, salida: SPI de enero	104

Figura 5.50 M-III (8-2-1), Entradas: SOI, Niño 1-2, 3, 4, 3-4, TSM Atlán. Tropical, IMENSO, TSM Pacífico sur de diciembre, salida: SPI de febrero	105
Figura 5.51 M-IV (8-3-1), Entradas: SOI, Niño 1-2, 3, 4, 3-4, TSM Atlán. Tropical, IMENSO, TSM Pacífico sur de diciembre, salida: SPI de febrero	106
Figura 5.52 M-V (3-2-1), Entradas: SOI, Niño 3-4, IMENSO de diciembre, salida: SPI de febrero	107
Figura 5.53 M-VI (3-3-1), Entradas: SOI, Niño 3-4, IMENSO de diciembre, salida: SPI de febrero	108
Figura 5.54 M-VII (3-2-1), Entradas: SOI, Niño 3, 3-4, TSM Pacífico sur de diciembre, salida: SPI de marzo	109
Figura 5.55 M-VIII (3-3-1), Entradas: SOI, Niño 3, 3-4, TSM Pacífico sur de diciembre, salida: SPI de marzo	110

Índice de Tablas

Tabla 2.1 Factores condicionantes del clima, Fuente UNALM	28
Tabla 3.1. Clasificación de Sequías según Palmer 1965	38
Tabla 3.2. Clasificación de Deciles de Precipitación	39
Tabla 3.3. Clasificación de Sequías según McKee	42
Tabla 3.4 Clasificación de Sequías según USBR	43
Tabla 4.1 Coordenadas de estaciones meteorológicas consideradas en el estudio	45
Tabla 5.1 Estadísticos básicos de las series de precipitación	67
Tabla 5.2 Factores de área de influencia de la precipitación	76
Tabla 5.3 Correlación cruzada Índice estandarizado de precipitación promedio mensual, variables macroclimáticas ...	90
Tabla 5.4 Resumen del análisis de correlación cruzada	98
Tabla 5.5 Esquema de redes neuronales propuesto	99
Tabla 5.6 Alternativas de modelos propuestos	100
Tabla 5.6 Clasificación de datos para el entrenamiento	102
Tabla 5.7 Coeficientes de correlación de modelos de pronóstico	111

Capítulo 1

INTRODUCCIÓN

1.1. Antecedentes

El Perú es uno de los países que tiene la mayor variabilidad climática del mundo producto de su extraordinario contraste geomorfológico. El territorio peruano es atravesado de Norte a Sur por la Cordillera de los Andes, importante barrera natural que divide la circulación de las masas de aire del Océano Pacífico y del Océano Atlántico, constituyendo un obstáculo a la circulación continental. El imponente río Amazonas lo recorre en el oriente, las frías aguas del Océano Pacífico generan a lo largo de la Costa peruana una extrema inversión térmica permanente durante casi todo el año, que produce condiciones climáticas estables y, por lo tanto ausencia de precipitaciones. Este es un factor importante en el clima de la región sur del Perú, cabecera de una de las zonas más desérticas del planeta: el desierto de Atacama.

La confluencia de fenómenos relacionados con la variabilidad en el relieve, los cambios en la circulación atmosférica y los procesos de afloramiento de las aguas del Océano Pacífico causan que en el Perú exista una impresionante asimetría hídrica. Mientras que en las cuencas del Atlántico los flujos son muy importantes, con caudales de varios miles de metros cúbicos por segundo, como es el caso del río Amazonas, el río más caudaloso del mundo; en las cuencas del Pacífico los ríos son de caudales bajos y, en algunos casos, de flujos intermitentes. La ocurrencia de fenómenos climáticos de gran escala va a contribuir en acentuar aún más esta asimetría hídrica, modificando los regímenes de precipitación de la región.

El Niño – Oscilación del Sur (Enso por las siglas: “*El Niño – Southern Oscillation*”) es un fenómeno de macroescala que produce las más importantes variaciones océano-atmosféricas en la región del Pacífico ecuatorial. La componente oceánica del Enso es El Niño, calentamiento anómalo del centro y este del Océano Pacífico, mientras que la componente atmosférica es la Oscilación del Sur, fluctuación interanual e irregular de la presión atmosférica entre el Pacífico tropical y el Océano Índico.

Diversos estudios indican conexión entre las anomalías de las temperaturas del Pacífico ecuatorial y el clima alrededor del mundo. La mayor parte de las anomalías observadas en la zona intertropical y una parte significativa de la variabilidad del resto del mundo está relacionada con el Enso. En el Perú se ha demostrado la correlación entre las temperaturas de la superficie del mar en la zona oriental del Pacífico tropical y las precipitaciones en la Costa Norte del Perú, en donde se han realizado los principales estudios sobre el Enso,

debido a que en ella el fenómeno se ha manifestado de forma catastrófica, originando fuertes precipitaciones, inundaciones, daño a infraestructura y pérdida de vidas. El Niño está asociado principalmente en el Perú con un incremento anómalo de las precipitaciones en la Costa Norte; sin embargo, también se le ha asociado con sequías en la zona sur del Perú y norte de Chile.

1.2. Justificación

Las sequías son un fenómeno recurrente de relativa complejidad, que ha sido una plaga de la civilización a través de la historia. Afecta hábitats naturales, ecosistemas y muchos sectores económicos y sociales. La gran variedad de sectores que son afectados por las sequías, así como el amplio rango de demandas del recurso, hacen que sea muy complicado realizar una única definición de sequía. Sin embargo, existe un consenso en definir a las sequías como una condición de insuficiencia de la cantidad de recursos hídricos, causados por un déficit de precipitaciones sobre un determinado periodo de tiempo.

En las zonas áridas y semiáridas, el problema de las sequías es crítico debido a que el recurso hídrico es escaso y la demanda es muy cercana o superior a la disponibilidad hídrica, por lo que se pueden producir serios problemas sociales, económicos y en el medio ambiente; siendo necesario desarrollar sistemas de control y monitoreo de las sequías. Estudiar las interrelaciones existentes entre sequías y fenómenos océano-atmosféricos de carácter global, nos permitirá comprender mejor los procesos y desarrollar estrategias de planificación y mitigación de sus efectos.

Si bien la cantidad global de agua se ha mantenido constante, los cambios mundiales están ejerciendo presión sobre los recursos hídricos y la población del mundo está aumentando exponencialmente. Las migraciones de las zonas rurales a las zonas urbanas, la urbanización, los requerimientos por mejora de la calidad de vida, así como los impactos del cambio climático están reforzando aún más la presión existente sobre los recursos hídricos. (www.unesco.org)

La zona Sur Oeste del Perú tiene un clima árido, caracterizado por muy bajos niveles de precipitación y altos valores de evaporación. En una altitud comprendida entre los 0 a los 3000 msnm (que representa un alto porcentaje del área de la cuenca), las precipitaciones son prácticamente nulas. En cotas superiores a los 3000 msnm recién se presentan precipitaciones, las cuales no llegan a los 600 mm/año y solo ocurren entre los meses de diciembre a abril. Por otro, lado la evapotranspiración potencial es del orden de 1500 a 1600 mm/año.

En este escenario de baja disponibilidad del recurso, son grandes los potenciales de conflicto entre los usuarios, por lo que el pronóstico del nivel de precipitaciones o de la sequía, es una importante herramienta en la planificación de los recursos hídricos y en la gestión del riesgo.

El presente trabajo pretende realizar un análisis de las teleconexiones y relaciones existentes entre los indicadores del Fenómeno del Niño y variables macroclimáticas, con índices de la sequía meteorológica en el sur oeste del Perú; a fin de determinar índices con correlación significativa, que permitan construir un modelo de pronóstico de la sequías meteorológica para los meses de enero, febrero y marzo, utilizando las condiciones macroclimáticas del mes de diciembre. El modelo de pronóstico propuesto se ha realizado utilizando redes neuronales artificiales.

Las redes neuronales artificiales son sistemas de procesamiento de información en paralelo, inspirados en la conectividad del cerebro humano. Utilizan métodos adaptativos conducidos por la información en los que no se requiere de asunciones a priori acerca del fenómeno bajo análisis. Desde sus inicios en los años cuarenta diferentes trabajos han demostrado el potencial y la eficacia de las redes neuronales en la solución de complejos problemas en diversos campos de la ciencia. Esta técnica resulta competitiva con respecto a modelos lineales, modelos físicamente basados o de aproximaciones conceptuales.

La capacidad de aprendizaje, de generalización, así como el manejo de relaciones no lineales son características intrínsecas de las redes neuronales artificiales, las convierten en herramientas útiles en el pronóstico de series temporales en el campo de los recursos hídricos.

La investigación pretende ser un aporte en la comprensión de los regímenes de precipitación, del comportamiento de las sequías y en la gestión de los recursos hídricos del Sur peruano.

1.3. Objetivos

Los objetivos de la presente investigación son estudiar las interrelaciones que existen entre fenómenos atmosféricos de carácter global y los eventos de sequías que ocurren en la zona Sur del Perú. Enfocado principalmente al fenómeno Enso. Este análisis es importante para la planificación y elaboración de estrategias de mitigación de los efectos de las sequías, como puede ser el control anticipado de embalses o el uso conjunto de agua subterránea y superficial.

Los objetivos específicos del estudio son:

- Revisión del estado del arte y de la literatura científica desarrollada sobre el Fenómeno Enso y las teleconexiones que se han detectado entre este fenómeno global y regímenes de precipitación en distintos lugares del mundo.
- Análisis de los factores que condicionan el clima en el Sur peruano y su influencia en el régimen de precipitaciones.
- Revisión del estado del arte de los índices para la caracterización de sequías.
- Determinación de indicador de sequía que se ajusta de forma adecuada a las características de la zona de estudio y a la información disponible.
- Evaluación del nivel de teleconexión entre fenómenos océano atmosféricos globales y los indicadores de sequías para la región Sur Oeste del Perú.
- Planteamiento de un modelo de pronóstico de sequías basado en redes neuronales artificiales.

1.4. Estructura de la tesina

A fin de cumplir con los objetivos se ha planteado realizar la investigación mediante el desarrollo de seis capítulos. El primero corresponde a la introducción que incluye los antecedentes, la justificación, objetivos y estructura de la tesina.

En el Capítulo 2 se realiza una revisión del estado del arte y de publicaciones científicas sobre el Fenómeno del Niño y la Oscilación del Sur, se describen los conceptos referidos a la circulación general atmosférica, y a las teleconexiones existentes con el Fenómeno del Niño. Se incluyen además las características y los factores que condicionan el clima de la zona de estudio.

En el Capítulo 3 se desarrollan los conceptos de sequías, recalcando su influencia en los diferentes componentes del ciclo hidrológico, así como las metodologías para su caracterización mediante la determinación de índices para el control y monitoreo.

En el Capítulo 4 se presenta la metodología de la investigación, se desarrolla el cálculo del índice estandarizado de precipitación, el cual es utilizado como indicador de sequía y correlacionado con indicadores del Fenómeno del Niño y otros indicadores climáticos globales, como las alturas geopotenciales, las temperaturas en la superficie del mar y la Oscilación Decadal del Pacífico. También se desarrollan los fundamentos metodológicos para el desarrollo de un modelo de pronóstico basado en redes neuronales artificiales, a fin de determinar los indicadores de la sequía meteorológica para la temporada de lluvias (enero, febrero y marzo), a partir de las condiciones macroclimáticas de diciembre.

En el Capítulo 5 se presentan y discuten los resultados de los análisis de la precipitación, las correlaciones con indicadores climáticos globales y el modelo de pronóstico.

En el Capítulo 6 se incluyen las conclusiones y aportes del trabajo, y se proponen las posteriores líneas de investigación.

Capítulo 2

ANTECEDENTES

2.1. El Niño y la Oscilación del Sur

Sequías severas en el África, veranos excepcionalmente cálidos y secos en Norteamérica, desastres generados en la India por los monzones, incremento excepcional de las precipitaciones en la Costa Norte del Perú, que permite la transformación de zonas desérticas en pastizales; así como, variaciones importantes de la temperatura del mar, que provocan la migración de gran variedad de peces en el mar peruano. Son algunos ejemplos de la variabilidad océano - climática causada por las complejas interacciones existentes entre la atmósfera, los océanos y los continentes.

El Niño - Oscilación del Sur, Enso por sus siglas en ingles, es el responsable de gran parte de la variabilidad climática mundial, conformado por dos componentes intrínsecamente relacionados. El Niño, componente oceánica, es un fenómeno relacionado con las anomalías en la temperatura de la superficie del mar en el Pacífico Ecuatorial. El Niño o fase cálida del Enso, produce anomalías positivas en la temperatura; mientras que La Niña o fase fría se caracteriza por la presencia de anomalías negativas de la temperatura de la superficie del mar. La componente atmosférica del Enso es la Oscilación del Sur, fluctuación interanual e irregular de la presión atmosférica, que se produce entre la fase cálida de El Niño y la fase fría de La Niña. Esta oscilación se presenta a lo largo del Pacífico Tropical y el Océano Índico; sin embargo, afecta las condiciones océano atmosféricas a nivel global.

Son diversos los trabajos que han estudiado la influencia del Enso sobre los regímenes de precipitación y caudales en distintas regiones del planeta. Y.-H. Jin et al (2005), utilizando valores de precipitación mensual de estaciones en Corea del Sur, expresados en series temporales de probabilidad de no excedencia, realizó correlaciones con el índice de Oscilación del Sur, determinando que luego de un fuerte evento de La Niña se esperaban menores precipitaciones en la zona luego de 4 a 5 meses. Z.X. Xu et al (2004), analizando información de precipitaciones en 30 cuencas del sureste asiático determinó que las condiciones de sequía se correlacionaban con eventos El Niño, mientras que durante eventos La Niña se produce un incremento de la precipitación.

En Australia también se ha evidenciado correlación entre la Oscilación del Sur y la temperatura del mar, con precipitaciones e indicadores de sequía (PDSI, *Palmer Drought Severity Index*), relaciones que pueden ser usadas en

la predicción de la precipitación con varios meses de anticipación, F.H.S. Chiew et al (1998).

Janaki Chandimal et al (2007), utilizando análisis de correlación y de componentes principales, estudiaron la viabilidad de utilizar la Oscilación del Sur y la temperatura del mar para predecir la variabilidad estacional del río Sri Lanka al Sur de la India.

Existen diversos trabajos, que mediante el uso del análisis multivariado han determinado correlaciones con significancia estadística entre los índices del Enso e indicadores de la variabilidad climática en los Estados Unidos, T. C. Piechota (1997). Así también, más del 52% de la variabilidad espacial y temporal de la frecuencia multidecadal de las sequías en Estados Unidos es atribuible a la Oscilación Decadal del Pacífico (PDO por las siglas de *Pacific Decadal Oscillation*). Adicionalmente un 22% de la variación en la frecuencia de las sequías está relacionada con un complejo patrón espacial de tendencias positivas y negativas en las ocurrencias de las sequías, que puede estar relacionado con el incremento de la temperatura del Atlántico Norte, Gregory J. McCabe et al, (2004).

La PDO se define como la primera componente principal de las anomalías de la temperatura de la superficie del mar en el norte del Océano Pacífico, a lo largo del paralelo 20° N, los detalles del índice se pueden encontrar en Mantua et al, (1997).

Las relaciones entre las sequías que ocurren en Australia y otros lugares del mundo, con fenómenos de gran escala como la temperatura de la superficie del mar y los índices de la Oscilación del Sur, permiten la construcción de modelos de pronóstico de precipitaciones, siempre y cuando los coeficientes de correlación sean mayores a 0.7. Sin embargo, se observa que estas correlaciones no son consistentes a lo largo del tiempo, pese a que de forma individual las series temporales (precipitaciones, índice de la Oscilación del Sur, temperatura de la superficie del mar) son estacionarias o aproximadamente estacionarias, las correlaciones entre estas series son altamente no estacionarias. Correlaciones consistentes se evidencian sólo durante ciertas temporadas del año, y sobre determinadas áreas geográficas, Cordery & S.L. Yao, (1993).

Dadas las fuertes asociaciones entre los índices Enso y eventos hidrológicos extremos en el Oeste de América del Sur, existe un potencial para la predicción. Sin embargo, una baja correlación cruzada entre la temperatura superficial del mar, el índice de Oscilación del Sur y eventos hidrológicos, indica que por sí solos estos índices no pueden ser usados en la predicción, lo que demuestra una compleja relación entre los tiempos de rezago (*lag/lead*), la fase del ciclo hidrológico a nivel regional y la característica del evento Enso. Por otro lado, el pronóstico de la temperatura de la superficie del mar en la región central del Pacífico Ecuatorial se puede efectuar de forma adecuada con una anticipación de 3 a 9 meses y es el estándar desarrollado por varias agencias. La información es publicada a través de boletines de diagnóstico climático y puede servir como base del pronóstico de variables

hidrológicas con un importante periodo de anticipación, P. Waylen G. Poveda, (2002).

El ciclo Enso explica una gran parte de la variabilidad interanual de la precipitación en América del Sur; sin embargo, existe evidencia de que se produce una modulación en las teleconexiones del Enso por modos climáticos de baja frecuencia, como es la Oscilación Decadal del Pacífico, que es parte de la decadal y multidecadal variabilidad del Pacífico Tropical. Diferencias en la magnitud de las teleconexiones del Enso están relacionadas con los valores previos de la Oscilación Decadal del Pacífico y la combinación de fases que pueden amplificarla o minimizarla, Mary Kayano Rita Andreoli, (2007).

Las condiciones climáticas en el Altiplano Sudamericano están fuertemente influenciadas por la circulación en la zona superior de la atmosfera: la presencia de flujos de aire con dirección al este favorecen condiciones de humedad, y flujos hacia el oeste causan condiciones de sequía. La variabilidad interanual en la zona del Altiplano es influenciada por la posición e intensidad de la Alta Boliviana, la cual ha sido asociada con las ondas Rossby que se emanan desde las latitudes medias del Océano Pacífico. La Alta Boliviana es un anticiclón que se desarrolla en la alta tropósfera, sobre la zona central de la Cordillera de los Andes. Este núcleo de altas presiones se desarrolla completamente durante el verano austral y juega un papel importante en la ocurrencia de las precipitaciones sobre el Altiplano.

En el Altiplano, la presencia de años húmedos o secos está muy relacionada con la ocurrencia del Fenómeno Enso. Para años El Niño existe una tendencia a la sequía, mientras que durante años La Niña, generalmente se presentan condiciones húmedas en el Altiplano. Sin embargo, se han presentado eventos secos bajo la influencia de años La Niña, así como años El Niño con condiciones húmedas, lo que indica que las relaciones entre la temperatura de la superficie del mar en el Pacífico Tropical y las anomalías de la precipitación en los Andes Centrales no son simples, René Garreaud, (2003).

Antúnez de Mayolo (1983), en base a un análisis de los niveles anuales del Lago Titicaca encontró relaciones entre los niveles mínimos del lago y la ocurrencia de Niños. Bernard Fracou – Luis Pizarro (1985), indican que hay relaciones estadísticas entre las apariciones del Niño a lo largo de la costa peruana y una pluviometría deficitaria susceptible de producir condiciones de sequía en los Altos Andes Tropicales y el Altiplano. Hacen referencia a que el debilitamiento estacional de las lluvias en los Andes podría ser la consecuencia de dinámicas atmosféricas a escala continental, como el reforzamiento del anticiclón sudatlántico en periodos de bajo valor del índice de Oscilación del Sur, que impediría la invasión normal de los alisos del noreste hacia la Amazonía, provocando que la zona de convergencia intertropical se mantenga en la cuenca del Caribe.

2.2. Circulación Atmosférica

La circulación atmosférica o circulación general atmosférica es definida como el flujo promedio tridimensional de aire en un periodo de tiempo extenso, el cual se modifica en función de la latitud, longitud y altura. Este flujo de aire tiene un rol importante en los procesos físicos que ocurren en la atmósfera, interviniendo en la redistribución de la energía, la cual experimenta varias transformaciones (calor sensible, calor latente, energía potencial, energía cinética) y se manifiesta como la temperatura de las masas de aire. Transporta también humedad atmosférica, el cual es el elemento meteorológico responsable los fenómenos hidrometeorológicos.

La circulación atmosférica es consecuencia de un proceso que busca equilibrar el desbalance latitudinal de la radiación absorbida del sol y evitar acumulaciones energéticas en los trópicos y un déficit en las latitudes altas, J. García V., (1979).

A la transferencia de energía y vapor de agua, hay que agregar la conservación del momentun angular, fenómeno que tiene vital importancia en la formación de los vientos. El movimiento de rotación del planeta provoca que los vientos que se dirigen al Ecuador pierdan velocidad hasta el punto de quedar retrasados con respecto a la velocidad de rotación de la tierra, transformándose en vientos del este. Por el contrario, vientos que partiendo del Ecuador alcanzan latitudes medias ganan velocidad para mantener el momentun angular, superando a la velocidad de rotación de la tierra, transformándose en vientos del oeste.

Existen elementos que producen variaciones zonales de los patrones de circulación general, como son las variaciones orográficas en los continentes, el calentamiento no homogéneo entre el agua y la tierra, generación de flujo turbulento de los vientos, variaciones anuales del ángulo de declinación, etc. Por este motivo se generan sistemas semi permanente de altas y bajas presiones que varían de posición e intensidad a lo largo del año.

2.3. Circulación Latitudinal

La radiación solar a lo largo de la superficie terrestre no es homogénea, las regiones ecuatoriales y tropicales reciben mucha más energía solar que las latitudes medias y regiones polares. La radiación recibida en los trópicos es mayor de las que son capaces de emitir, mientras que en las zonas polares se emite más radiación que la que se recibe. Como consecuencia se generan zonas con diferencias de presión atmosférica, provocándose procesos de transferencias de calor. Los movimientos de flujo de aire caliente desde las bajas a las altas latitudes, previenen que los trópicos se vuelvan excesivamente calientes y las regiones polares excesivamente frías. Los vientos influyen sobre la temperatura de la superficie terrestre; sin embargo, esta influencia está sujeta a restricciones, que en el caso de la temperatura está limitada por la cantidad de radiación solar disponible. De forma similar ocurre con la distribución de humedad, pueden existir diferentes áreas con diferentes ratios de precipitación que generen zonas de selva o desérticas,

pero debe existir un equilibrio entre la precipitación total en el planeta y la cantidad de agua evaporada principalmente desde los océanos.

Por otro lado, la temperatura promedio global sobre la superficie de la tierra no sólo depende de la incidencia de los rayos solares sobre la tierra menos la fracción de radiación reflejada por las nubes y otras superficies, depende también de la composición de la atmósfera, es decir de la concentración de los gases de invernadero.

En 1735 el Ingles George Hadley propuso un modelo de circulación atmosférica, el cual consideraba que las diferencias de temperaturas entre el Ecuador y los Polos era la principal fuerza de la circulación atmosférica. Estudios posteriores demostraron que a los procesos de transferencia de calor se superpone los efectos de rotación y la inclinación del eje de la tierra, por lo que el actual modelo de circulación es mucho más complejo y completo que el modelo de una célula convectiva propuesto por Hadley y la circulación global se modela con tres células de circulación para cada hemisferio. La Celda de Hadley o célula tropical se origina con el ascenso y desplazamiento de masas de aire de la región ecuatorial con dirección a las zonas subtropicales por las capas altas de la tropósfera. El equilibrio de la cantidad de movimiento produce que estos flujos incrementen su velocidad a medida que se alejan del Ecuador, dando origen a las corrientes "de chorro". Aproximadamente en la latitud 30° N/S se produce el descenso del aire en altura generándose zonas de alta presión, parte del viento desciende a la superficie cerrando el bucle de Hadley y creando los vientos alisos. La Circulación de Hadley forma una célula de convección que domina los climas tropicales y subtropicales.

Aunque se dice que la Célula de Hadley está ubicada en el Ecuador, es más certero describirla considerando el punto del zenit solar, o lo que se conoce como el Ecuador térmico, el cual experimenta una migración Norte – Sur semianual. La Celda de Hadley es casi permanente en los océanos; sin embargo, en los continentes apenas existen, permitiendo la llegada de masas polares hacia los trópicos. La circulación intertropical puede entenderse como dos circulaciones meridianas de sentidos opuestos y separados como lo que se conoce como el Ecuador meteorológico, Yesid Carbajal, (2004).

La Célula Polar es un sistema convectivo similar a la Célula de Hadley, aunque de aire frío y seco con respecto al sistema ecuatorial. Se produce debido a que las masas de aire en el paralelo 60° son aún suficientemente cálidas y con contenidos de humedad necesarios para producir procesos convectivos y generar un bucle térmico. El aire se eleva en las latitudes más bajas y se mueve en dirección hacia los polos, al alcanzar las áreas polares el aire se enfría y desciende, completándose el bucle con el retorno de aire que es desviado hacia el oeste por el efecto Coriolis. La Célula Polar complementa a la célula de Hadley en la distribución de la radiación solar en la tierra.

La Célula de Ferrel es una característica circulatoria secundaria, que depende de las Celdas Hadley y Polar para su existencia. Se comporta como

una célula atmosférica oscilando entre ambas células, produciendo zonas de turbulencias y remolinos, por lo que es conocida como la zona de mezcla. Para el hemisferio norte, la región sur de la Célula Ferrel, invalida a la Célula de Hadley; mientras que, la región norte de la Célula Ferrel, invalida a la Célula Polar.

En la figura 2.1 se observa las tres celdas descritas y las latitudes aproximadas donde se desarrollan, se nota la acción de la fuerza de Coriolis que desvía hacia el oeste los vientos que se dirigen al Ecuador y hacia el este los vientos que van hacia los polos. En la figura también se observa la dirección tangencial y al oeste de los vientos alisos actuando sobre las costas del Pacífico sudamericano. La acción de los vientos alisos sobre la superficie del mar es un factor preponderante en el fenómeno de afloramiento de las aguas del Pacífico, produciendo una franja de aguas frías frente a las costas del norte de Chile y del Perú en la zona de mayor radiación solar del planeta, lo cual como se verá más adelante es un elemento determinante en el clima árido de la costa sur oeste de América del Sur.

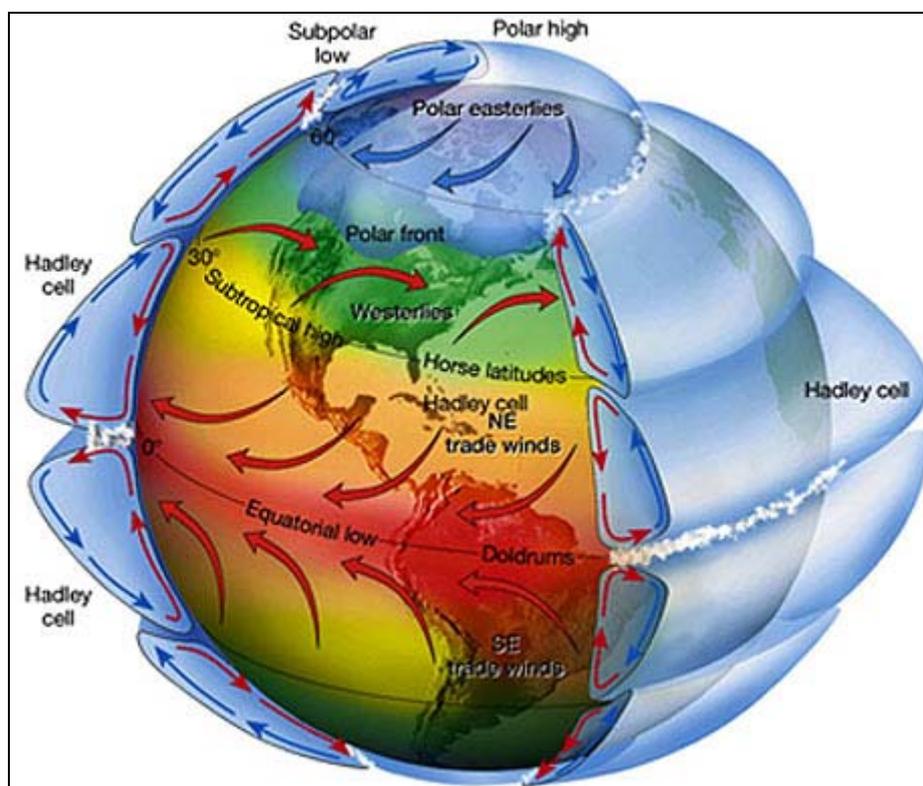


Figura 2.1 Circulación General Atmosférica, Fuente: <http://apollo.lsc.vsc.edu>

2.4. Circulación Longitudinal

Las células de Hadley, Ferrel y Polar son muy importantes en el transporte del calor en un sentido latitudinal; sin embargo, también existen sistemas de circulación longitudinal, que son generados por la diferencia de calor específico entre el océano y la tierra, lo cual puede observarse en fenómenos

como la brisa de costa o la circulación monzónica. Un sistema importante de circulación longitudinal es la célula de Walker, la cual se desarrolla en el Océano Pacífico y juega un papel importante en el clima de la tierra; es producida por la marcada diferencia entre las temperaturas de la superficie del mar de los extremos oriental y occidental del Pacífico. El proceso se evidencia mediante la acción de los vientos alisos que transportan aire caliente y húmedo hacia el oeste del Pacífico, estas masas de aire convergen y ascienden dando origen a típicas precipitaciones tropicales en el Ecuador del Asia oriental; a alturas elevadas, en la tropósfera el aire retorna al este, donde desciende sobre la costa occidental sudamericana cerrando el circuito. El comportamiento de la célula de Walker es la clave para la comprensión del Fenómeno Enso, modificaciones en los patrones de vientos o de las anomalías de las temperaturas de la superficie del mar.

La distribución de la temperatura en el Océano Pacífico no es uniforme, los alisos transportan y acumulan gran cantidad de agua con una mayor temperatura hacia el extremo occidental, en las cercanías de Australia e Indonesia, profundizando la termoclina y elevándola en las costas de Perú y Ecuador. La diferencia de densidades de las aguas superficiales calientes provoca que exista una diferencia de nivel del orden de decímetros; desnivel que es sostenido por la acción de los vientos alisos.

Las ondas Kelvin son creadas por los vientos que soplan sobre la superficie del océano desde el occidente a lo largo del Ecuador. Antes de un evento cálido aumentan los vientos hacia el oriente los cuales producen dos efectos: mueven el agua cálida hacia el oriente y producen ondas Kelvin que provocan un descenso de la termoclina y un aumento en la temperatura superficial de agua de mar hacia el Pacífico central. La termoclina se profundiza en unos 30 cm. y el nivel del mar en décimas de centímetros. Una onda Kelvin tarda cerca de dos meses y medio en recorrer la cuenca del Pacífico (un tercio de la circunferencia terrestre) y cuando llega a las costas de Sudamérica estas se propagan tanto hacia el norte como hacia el sur. Las ondas Rossby son internas (subsuperficiales) y generadas por las ondas Kelvin al incidir estas en las costas de Sudamérica y viajan hacia el occidente a una velocidad de igual a un tercio de la onda Kelvin y demoran nueve meses en cruzar el Pacífico, Rodolfo Rodríguez (2003)

2.5. Zona de Convergencia Intertropical

La zona de convergencia intertropical ZCIT o ITCZ por su acrónimo en inglés, es una franja de una alta actividad convectiva que se forma por la confluencia de masas de aire cálido y húmedo provenientes de los hemisferios norte y sur. Estas masas de aire son transportadas por acción de la Célula de Hadley, mediante la cual se producen los vientos alisos del norte y del sur que confluyen generando la ZCIT. En esta zona el ratio de evaporación es inferior a la precipitación y se producen los mínimos valores de radiación de onda larga emitidos al espacio, por lo cual es la zona más lluviosa del planeta, Yesid Carbajal, (2004).

La variación de la localización de la ZCIT, afecta drásticamente los regímenes de precipitación de muchas áreas ecuatoriales. Debido al elevado nivel de precipitaciones de la ZCIT las variaciones entre las temporadas húmedas y secas en los trópicos son mucho más intensas que en latitudes mayores. Cambios persistentes en el tiempo en la ubicación de la ZCIT son los responsables de sequías e inundaciones severas en muchas zonas del mundo.

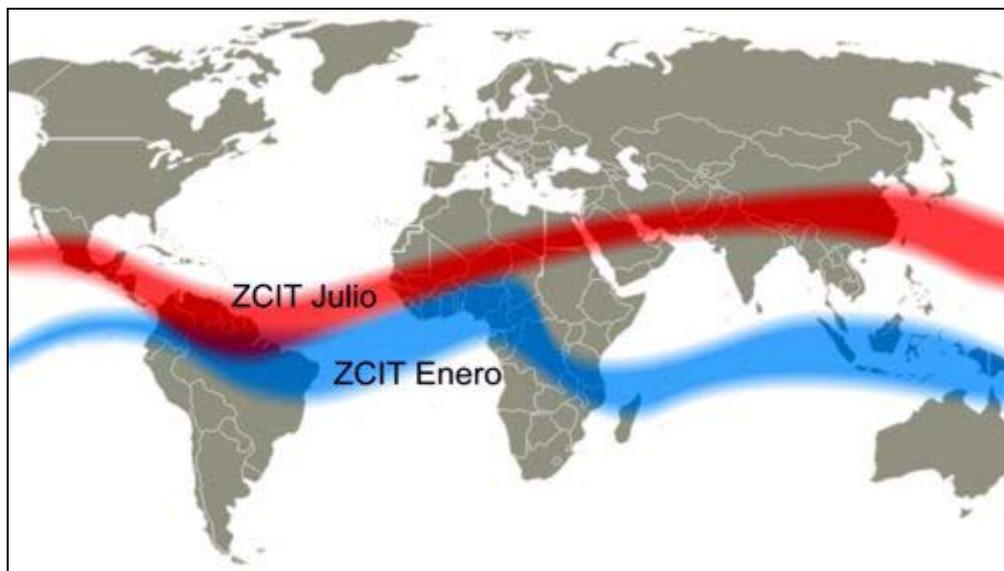


Figura 2.2 Variación Temporal de la Zona de Convergencia Intertropical, Fuente: <http://www.fondear.org/>

2.6. Regiones El Niño

Los índices del Fenómeno del Niño basados en la temperatura de la superficie del mar, son determinados mediante el promedio de medición sobre una específica región del océano. Se han definido las siguientes regiones para el análisis del Fenómeno Enso:

- Niño 1 (5° - 10° S, 80° - 90° O)
- Niño 2 (0° - 5° S, 80° - 90° O)

Las dimensiones y la cercanía de las zonas 1 y 2 condujo a la reagrupación de de una sola región denominada Niño 1+2, esta zona es la que generalmente inicia con una anomalía positiva de la temperatura ante el desarrollo de un evento de El Niño.

- Niño 3 (5° S - 5° N, 90° - 150° O)
- Niño 3.4 (5° S - 5° N, 90° - 150° O)
- Niño 4 (5° S - 5° N, 160° W - 120° O)

Las regiones 3 y 4 han sido las áreas de mayor interés a nivel mundial, debido a su capacidad de predecir las anomalías de la temperatura de la

superficie del mar y presenta influencia sobre climas extratropicales mediante procesos de teleconexión, P. Lagos et al (2008).

Las regiones 1 y 2 tienen una fuerte correlación con el nivel de precipitaciones de la zona norte del Perú y sur del Ecuador, R. Woodman P., (1999).

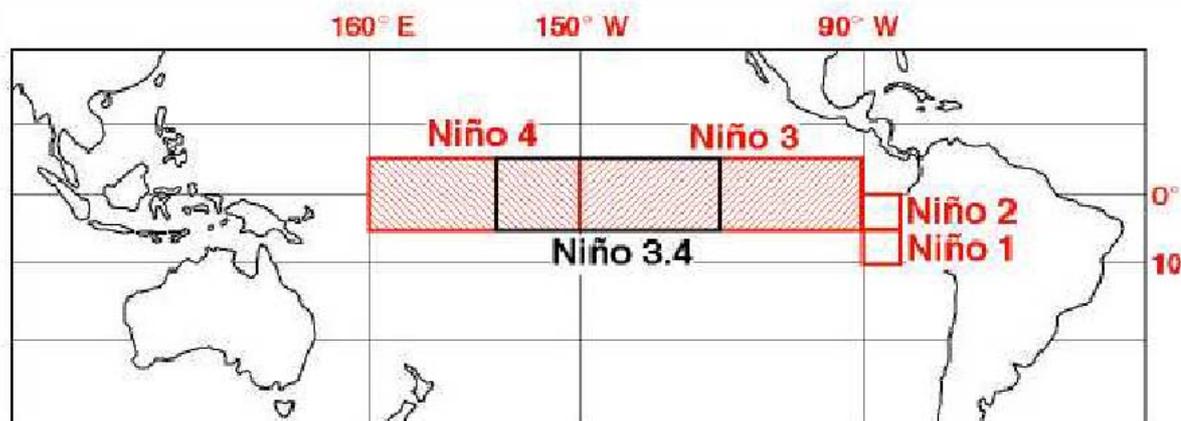


Figura 2.3 Regiones de El Niño

2.7. El Niño

El Fenómeno del Niño está asociado en el Perú con fuertes precipitaciones en la Costa Norte, inundaciones y daño a infraestructura, también se le ha asociado con sequías en la zona Sur del Perú, se produce durante el calentamiento anómalo del agua superficial del mar en el extremo oriental del Pacífico, contiguo a la Costa Norte del Perú. Las primeras publicaciones científicas sobre El Niño se realizaron en Perú a finales del siglo pasado, en la que se hace referencia a un calentamiento de la temperatura del mar, que fue asociado con una corriente procedente del Pacífico Ecuatorial que los marinos del lugar la denominaron “Corriente del Niño”, puesto que se hacía más visible y palpable después de la pascua de navidad, Camilo Carrillo, (1892). A esta publicación se suma la de Luis Carranza, presidente de la Sociedad Geográfica de Lima, en la que hace referencia a esta corriente conocida por los pescadores de Paita y Pacasmayo (puertos del Norte del Perú) y en la que llamaba la atención el régimen inusual de precipitaciones, las cuales convertían bastas áreas, que por la característica de la costa del Perú son normalmente desérticas, en áreas verdes de frondosas pasturas, Luis Carranza, (1892).

El término Fenómeno del Niño comenzó a utilizarse en la década de los 60's, por investigadores de Perú y Ecuador. Cuando se tuvo disponible una mayor información de la temperatura superficial del mar en la región ecuatorial y se observó que el calentamiento del Pacífico se extendía desde la costa sudamericana hasta la región central del Pacífico durante los eventos de El Niño, P. Lagos et al (2008).

Los primeros pasos en la comprensión del Fenómeno del Niño fueron realizados por Sir Gilber Walker, Director General del Observatorio de la India en 1923; en sus intentos por predecir el Monzón Indio, luego de que en 1877

se produjera una catastrófica sequía en la India. Walker evidenció la existencia de fluctuaciones interanuales de la presión atmosférica entre ambos flancos del Pacífico Ecuatorial. La existencia de una presión alta en el Océano Pacífico se correlacionaba con una baja presión en el océano Índico desde África a Australia; a esta irregular oscilación la denominó Oscilación del Sur.

En 1969 Bjerknes propuso una relación física entre la variación interanual oceanográfica y meteorológica en el Pacífico Tropical. Proponiendo que El Niño estaba asociado con las fluctuaciones de la presión atmosférica. Utilizando un modelo de circulación océano atmósfera llamado circulación de Walker (en honor a Sir Gilber Walker) demostró la estrecha conexión entre El Niño y la Oscilación del Sur. Bjerknes explicó como el gradiente de temperaturas entre el Pacífico Oeste de aguas cálidas y el del Pacífico Este de aguas frías genera una enorme celda de circulación de masas de aire. El aire seco de la zona oriental del Pacífico es impulsado hacia el oeste por la componente longitudinal de los vientos alisos, estas masas de aire se vuelven progresivamente más calientes y húmedas en su recorrido hacia el oeste, en donde se produce un ascenso convectivo, bajas presiones y la presencia de fuertes precipitaciones. El ciclo continua con el retorno de las masas de aire con bajos contenidos de humedad hacia el este, éste flujo se traslada a un nivel alto de la tropósfera, entre los 10 y 15 km. de altitud. A ese nivel las masas de aire se enfrían descendiendo sobre el sector central y oriental del Pacífico ecuatorial, en donde se cierra el bucle de Walker. En ésta zona del Pacífico el tiempo es estable con una acentuada subsidencia dinámica sobre las costas de Perú y Chile, lo que impide la formación de precipitaciones y es uno de los factores más importantes que produce que la costa Sudamericana desde el norte de Chile al sur de Ecuador sea típicamente desértica.

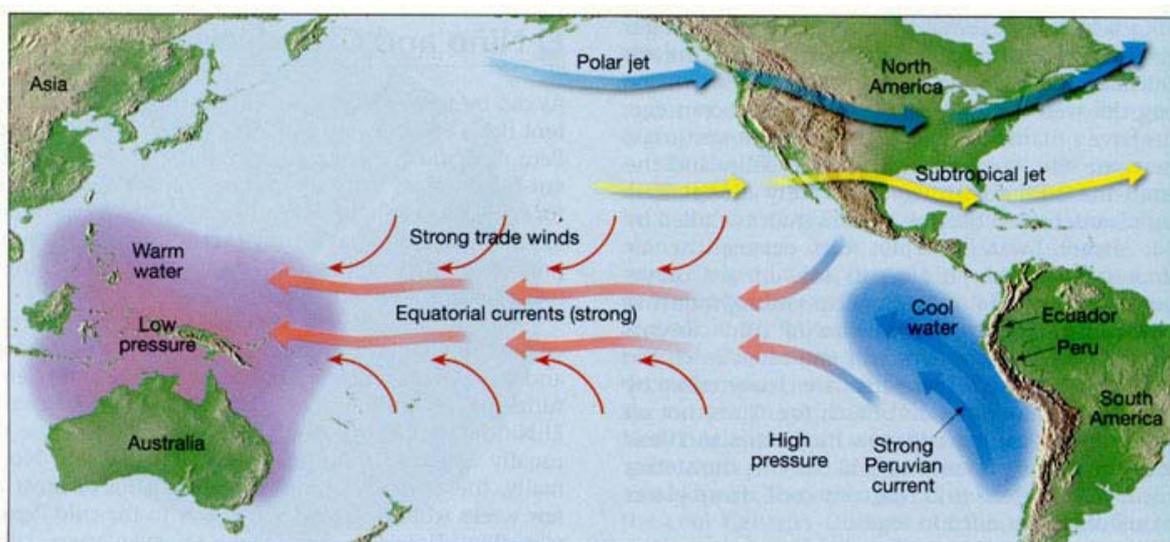


Figura 2.4 Condición normal de los vientos alisos – afloramiento aguas frías en costa oeste sudamericana, Fuente:<http://www.sbg.ac.at/>

La variación interanual de la temperatura de la superficie del mar causa la Oscilación del Sur. Sin embargo, desde un punto de vista oceanográfico los

cambios en la temperatura de la superficie del mar son causados por las fluctuaciones de los vientos alisos, asociados con la Oscilación del Sur.

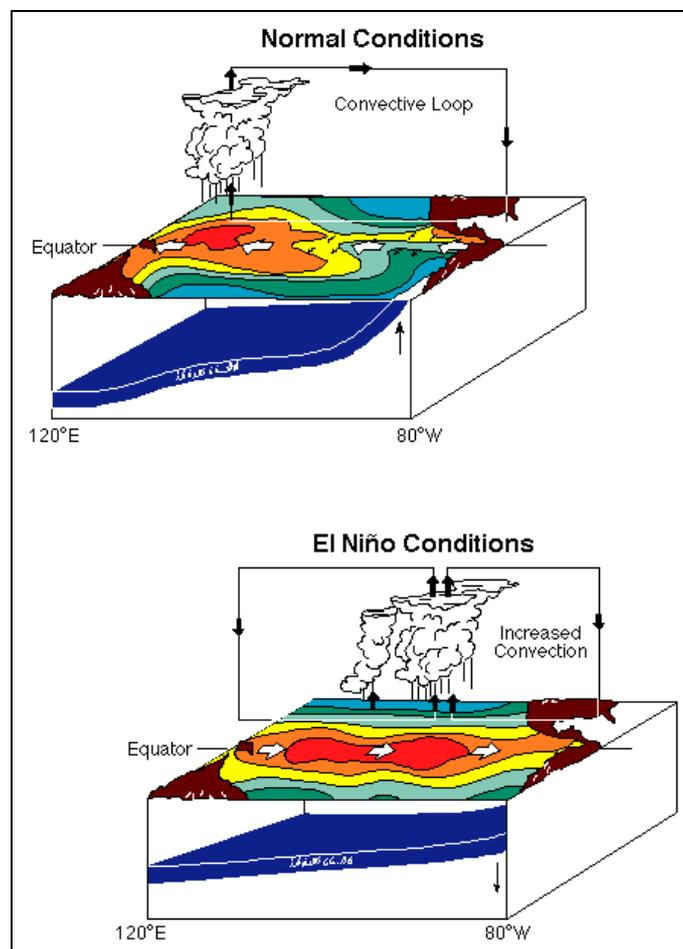


Figura 2.5 Condición normal de los vientos alisos,
Fuente:<http://www.tec.army.mil>

Actualmente El Niño ya no es considerado como un fenómeno de alcance local o regional sino como un fenómeno océano – atmosférico de macroescala.

El Fenómeno de El Niño – Oscilación del Sur es el conjunto más importante de variaciones océano-atmosféricas en la región del Pacífico Ecuatorial que tiene una escala de tiempo de meses a varios años. La componente oceánica del Enso es El Niño, calentamiento anómalo del centro y este del Océano Pacífico, que produce importantes precipitaciones en las costas del Ecuador y del norte del Perú, este fenómeno también está asociado a la disminución de la fuerza de los vientos alisos y por ende al debilitamiento de la célula de Walker.

La componente atmosférica del Enso es la oscilación del sur que es una fluctuación del sistema océano - atmosférico en el Pacífico Tropical, que se presenta como una tendencia al desarrollo de anomalías de presión de signo inverso en el sector occidental del Pacífico Tropical y en la región vecina al

anticiclón subtropical del Pacífico sur oriental. La Oscilación del Sur constituye un factor significativo de la variabilidad climática interanual en gran parte del trópico, su influencia se extiende también a regiones extratropicales a través de esquemas de teleconexiones climáticas que se desarrollan principalmente durante su fase negativa, P. Aceituno, (1993). Generalmente, el núcleo de altas presiones se localiza en Tahití y el de bajas presiones se localiza en Indonesia, en el norte de Australia, cerca de Darwin.

Se han definido diversos índices tanto atmosféricos como oceánicos, para caracterizar la evolución de este proceso detectado por Gilbert Walker en los años 30' quien lo denominó Oscilación del Sur. El índice definido por Walker es la diferencia estandarizada de la presión atmosférica a nivel del mar entre Tahití, localizado en el medio del Océano Pacífico (18°S, 150°O) y Darwin, en la Costa Norte de Australia (12°S, 130°E).

Según la NOAA, El Niño es un fenómeno producido en el Pacífico Ecuatorial, caracterizado por una anomalía positiva de la temperatura de la superficie del mar (con respecto al periodo base de 1971 – 2000) en la región Niño 3.4 mayor o igual a 0.5 °C, promediado sobre tres meses consecutivos.

La Niña es un fenómeno producido en el Pacífico Ecuatorial, caracterizado por una anomalía negativa de la temperatura de la superficie del mar (con respecto al periodo base de 1971 – 2000) en la región Niño 3.4 de una magnitud mayor o igual a 0.5 °C, promediado sobre tres meses consecutivos.

En la figura 2.6 se muestra el índice multivariado Enso (IMENSO) el cual agrupa en un solo índice las principales variables del Fenómeno Enso. En la serie se observa las características no periódicas e intermitentes entre la fase cálida del Enso, El Niño, y la fase fría, la Niña.

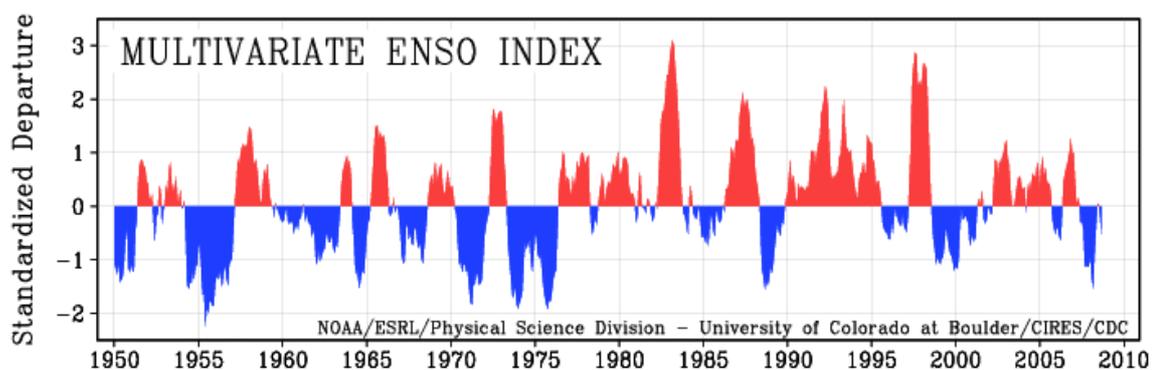


Figura 2.6 Índice multivariado ENSO, Fuente: www.cdc.noaa.gov/

Variaciones climáticas importantes como las que se presentan bajo los efectos de El Niño, pueden hacer variar los límites de las zonas áridas y semi áridas o de las zonas húmedas y semi áridas, siendo las zonas semi áridas las más susceptibles y vulnerables a las variaciones climáticas, José Salas, (2000).

2.8. La Niña

La Niña tiene un comportamiento más interesante que El Niño. El patrón de las temperaturas de la superficie del mar, en un evento Niño, tiene una estructura uniforme y simétrica, con una mayor temperatura en los trópicos la cual corresponde a la zona donde la radiación solar es más intensa. Por el contrario y de forma admirable, La Niña mantiene fría la temperatura del mar en la zona de mayor radiación solar del planeta y el patrón de temperaturas es asimétrico, pese a que la radiación solar es simétrica con respecto al Ecuador.

¿Cómo La Niña puede mantener las aguas en el Ecuador frías a pesar de la gran radiación solar existente? Los vientos juegan un papel importante, producen el afloramiento de las aguas frías y profundas a la superficie. Los océanos del trópico están compuestos por dos capas, la primera de aguas cálidas y superficiales y la segunda de gran espesor y de aguas frías. El fuerte viento con dirección al oeste característico de La Niña impulsa y acumula las aguas cálidas al oeste del Pacífico, inclinando la termoclina con lo cual quedan expuestas en la superficie las aguas frías en el este. Durante El Niño los débiles vientos alisos producen que la interface entre las aguas cálidas y frías sea prácticamente horizontal.

Cambios en los vientos pueden cambiar la pendiente de la termoclina y en consecuencia alterar el patrón de la temperatura superficial del mar. Lo contrario también es cierto, cambios en el patrón de temperatura de la superficie del mar cambia las características de los vientos. La ausencia de un gradiente de temperatura entre el oeste y el este del Pacífico Tropical durante el Niño, explica la disminución de la intensidad de los vientos, por el contrario, el fuerte gradiente térmico durante La Niña, explica la fuerza de los vientos. Por lo tanto, las fluctuaciones de los vientos son a la vez causa y consecuencia de los cambios en la temperatura de la superficie del mar.

Ni el océano ni la atmósfera por si solos pueden generar la oscilación del sur, el fenómeno requiere de una interacción entre las variaciones de la temperatura del mar y los cambios de los vientos. Las propiedades de la oscilación del sur se ven influenciadas por la diferencia de respuesta entre el océano y la atmósfera. El océano tiene una respuesta lenta a los cambios en los vientos, por el contrario, la atmósfera sufre un brusco ajuste ante variaciones de la temperatura de la superficie del mar. Este tiempo de retardo con respecto a los cambios de patrones de los vientos determina las características del periodo de oscilación.

2.9. El Niño 1997/1998

Las precipitaciones y las anomalías en la temperatura que se produjeron durante este evento son excepcionales. Según la OMM durante el segundo trimestre de 1997, El Niño llegó a ser más fuerte que el registrado en 1982-1983, el cual había sido considerado hasta la fecha como el más intenso. Según el Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología del Perú (SENAMHI - 1999), el calentamiento anómalo durante el Niño 1997/98 fue observado desde mediados de la primavera de 1996. En enero de 1997, se registraron anomalías en el mar territorial peruano, por el ingreso de aguas oceánicas subtropicales; de marzo a agosto, el mar peruano fue afectado por el ingreso de aguas ecuatoriales cálidas, incrementando las condiciones del episodio Enso, lo que originó que el invierno de 1997 fuera el más cálido del presente siglo en el Perú.

De noviembre a diciembre de 1997, la temperatura de la superficie del mar sobre el Pacífico Tropical se incrementó significativamente frente a las costas del sur de Ecuador y el Norte de Perú, ocasionando anomalías en la zona Niño 1+2 de 8° en la Costa Norte, de 6° a 7° en la Costa Central y de 3 a 4°C en la zona Sur.

Las precipitaciones en la zona de la Cordillera de los Andes, presentaron valores cercanos a su valor normal con ligeros excesos en lugares localizados. En la zona del Altiplano y las zonas altas de Arequipa, Tacna y Moquegua las precipitaciones fueron ligeramente deficitarias.

El comportamiento hidrológico de los ríos se vio perturbado por la presencia del evento Niño, efecto que se observó principalmente sobre los ríos del norte peruano, en donde se registraron caudales significativamente mayores a los valores normales; produciendo graves destrozos y pérdidas de infraestructura. El área de influencia de este incremento de flujos fue mayor que el del evento 1982/1983. Los ríos de la vertiente atlántica así como los de la vertiente del lago Titicaca no sufrieron variaciones importantes. A diferencia de la sequía intensa registrada en la región altiplánica durante el evento 1982/83, durante el evento 1997/98 la situación fue menos severa. SENAMHI, (1999).

2.10. Anomalías Oceánicas - Atmosféricas Durante 1997/1998

Según José Capel (1998) y el SENAMHI (1999) durante los meses enero y febrero de 1996 las condiciones térmicas fueron normales, con ligeras anomalías negativas del orden de -0.5, como producto del evento frío 1995/1996.

En octubre de 1996 se observaron aguas oceánicas subtropicales provenientes de las costas norte chilenas y el sur peruano, con anomalías positivas del orden de 1.5 °C.

A partir de marzo de 1997 se inicia gradualmente el incremento de la temperatura de la superficie del mar en el Pacífico Ecuatorial oriental, con anomalías positivas de hasta 2°C, como producto de las ondas Kelvin generadas en 1996 por la presencia de vientos del oeste, en el Pacífico occidental.

De abril a junio, las temperaturas del Pacífico oriental y central indican la presencia de un Niño intenso, con anomalías en el mes de junio frente al litoral peruano (Niño 1+2) de 3.9 °C. A lo largo de julio a agosto las anomalías continuaron incrementándose alcanzando valores de 4,2 y 3.1 °C en la región Niño 1+2 y Niño 3, respectivamente.

De noviembre a diciembre y luego de un receso temporal, por la variación estacional de primavera, la temperatura superficial del mar se volvió a incrementar, registrándose en el mes de diciembre las mayores anomalías positivas; 4.5 °C, 3.9 °C y 1.1 °C en la región Niño 1+2, 3, y 4, respectivamente.

En los meses del verano austral de 1998, la temperatura de la superficie del mar, tendió hacia una disminución en la intensidad y en la cobertura. Durante febrero de 1998 las masas oceánicas con temperaturas superiores a los 28°C continuaban cubriendo todo el Pacífico ecuatorial.

Las anomalías en la temperatura de la superficie del mar superiores a los 2°C se situaban al este de los 170°W y superiores a los 3°C al este de 140°W en el Pacífico ecuatorial, mientras que en el Pacífico oriental las anomalías disminuyen ligeramente.

Desde el comienzo del otoño del hemisferio austral, la temperatura de la superficie del mar continuó presentando anomalías superiores de 3°C, pero cubriendo un área mucho menor.

2.11. Variables Macroclimáticas e Indicadores del Fenómeno ENSO

Las variables macroclimáticas que utilizaremos para realizar los análisis de correlación serán:

- Índice de Oscilación del Sur (SOI), determinado utilizando promedios mensuales de las anomalías de Tahití, en la polinesia francesa y Darwin en Australia. El índice de Oscilación del Sur, combina ambas series en un solo índice. Valores positivos del índice indican condiciones de La Niña; por el contrario, valores negativos indican condiciones de El Niño.
- Las temperaturas de la superficie del mar del Océano Pacífico en la regiones Niño 1, Niño 1+2, Niño 3, Niño 3-4, y Niño 4.
- Las temperaturas de la superficie del mar del Océano Atlántico en la región Norte, Sur y Tropical-
- Oscilación Decadal del Pacífico (PDO), definida como la primera componente principal de las anomalías de la temperatura de la superficie del mar en la zona Norte del Océano Pacífico, a lo largo del paralelo 20° del hemisferio norte.
- Índice Multivariado ENSO (IMENSO), el cual relaciona las principales variables en el Océano Pacífico: presiones atmosféricas, componente zonal y meridional de los vientos de superficie, temperatura de la superficie del mar, temperatura del aire sobre la superficie del mar y el porcentaje de nubosidad del cielo.

2.12. Características Climáticas de la Costa Peruana

El Perú se encuentra ubicado aproximadamente entre la latitud 0° y 19° sur, por lo que le debería corresponder un clima tropical, con un elevado nivel de precipitaciones, similar a zonas de Centro América y el Caribe; sin embargo, la costa peruana tiene un clima árido caracterizado por la ausencia de precipitaciones.

Son diversos los factores que se conjugan para producir uno de los climas más áridos del mundo; sin embargo, la presencia de una corriente oceánica fría, el cual es un factor que influye en muchos lugares del mundo en la formación de zonas áridas y semi áridas, tiene una importancia preponderante, José D. Salas, (2000).

En función de la temperatura, el Océano Pacífico tiene dos capas bien definidas: la primera superficial y en contacto con los rayos solares, por lo que en esta capa se produce un aumento considerable de la temperatura. Los procesos de turbulencia y mezcla generados por los vientos van a homogenizar la temperatura en un espesor que varía entre 20 a 150 metros dependiendo de la región del planeta.

Por debajo de esta capa existe un mar profundo con una temperatura bastante más baja y uniforme en todo el Océano Pacífico. La zona de interface entre estas dos capas se denomina termoclina.

Frente a la costa peruana la presencia de los vientos alisos incide sobre la superficie del mar una componente Sur Norte, provocando el movimiento de las aguas superficiales hacia latitudes menores, cuando se superpone el efecto de la rotación de la tierra la resultante es un flujo que mueve las aguas superficiales hacia mar adentro, siendo esta componente la responsable del afloramiento de aguas frías profundas frente a las costas, puesto que si las aguas superficiales cálidas son desplazadas estas tienen que ser reemplazadas por otras procedentes de zonas profundas y frías, R. Woodman P, (1998).

Como consecuencia del afloramiento de aguas muy frías y profundas, existe poca evaporación y las masas de aire que pasan por estas zonas se enfrían, no tienen capacidad de retener humedad y al no poder ascender debido a su mayor densidad no generan precipitaciones, José D. Salas, (2000).

Para que se produzca una lluvia de fuerte intensidad en la costa norte peruana se requiere que la atmósfera sea inestable, es decir que una parcela de aire a nivel de superficie se caliente a una temperatura mayor que las celdas aledañas y empiece a ascender hasta alcanzar alturas de 10 – 15 km., donde las masas de aire se expanden y se enfrían. El enfriamiento produce la condensación de la humedad y la formación de una nube tipo *cúmulus nimbus*. A estas alturas las temperaturas son del orden de los -10 a -15 °C y la humedad del medio se condensa en pequeños núcleos de hielo, los que adsorben humedad formando pequeños copos de nieve, que al hacerse más grandes y pesados caen, al pasar por zonas en las que la temperatura es superior a los 0°C los copos de hielo se convierten en gotas de agua, que arrastran a otras gotas y eventualmente llega una lluvia del tipo tropical al suelo, este proceso se muestra en la figura 2.7.

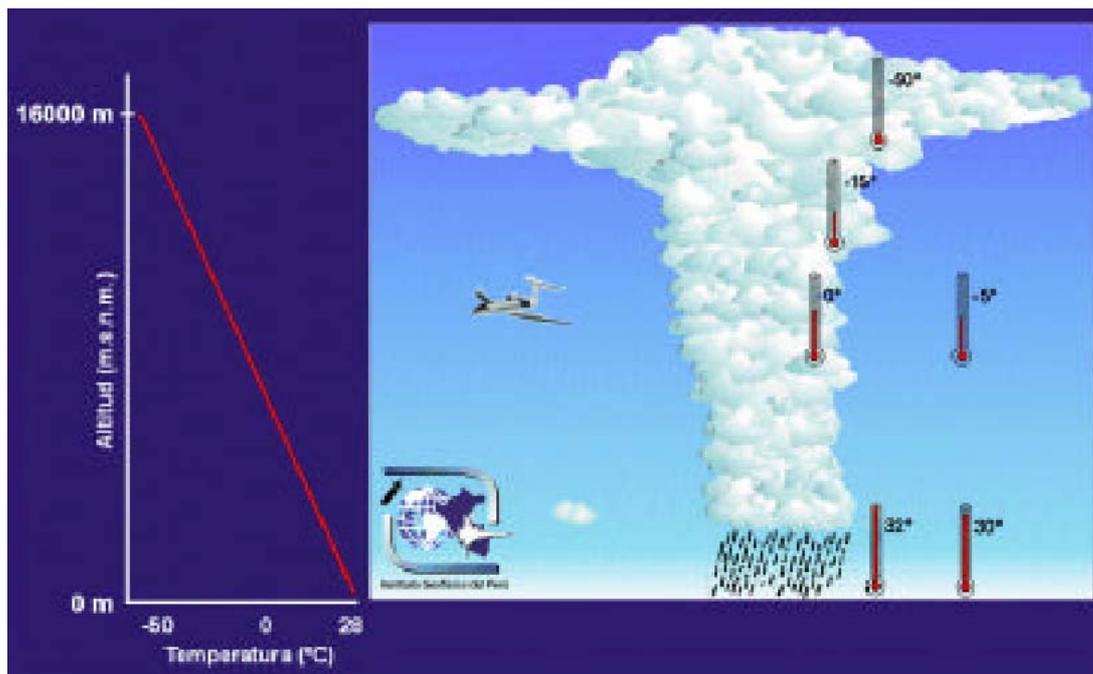


Figura 2.7 Formación de lluvias en zonas tropicales, Fuente: Web IGP

En las costas del Perú, tenemos una condición que no permite la ascensión de las masas de aire, debido a un fenómeno denominado “inversión térmica”, cuando la inversión térmica está presente se dice que la atmósfera es estable en esa región, siendo nulos los procesos de convección vertical, siendo sólo posible la formación de nubes tipo *stratus*, en la capa de inversión.

La inversión de temperatura se ilustra en la figura 2.8 con la existencia de dos temperaturas siendo más alta la de mayor altura, al contrario del comportamiento normal, menores temperaturas a mayor altura. La inversión ocurre a lo largo de la costa peruana a una altura aproximada de 1000 metros sobre el nivel del mar, siendo la variación de temperaturas del orden de 15°C. Esta zona de inversión impide que las masas de aire con grandes cantidades de humedad que nacen en la superficie del mar, sobrepasen la altura de la temperatura de inversión, Ronald Woodman, (1998).

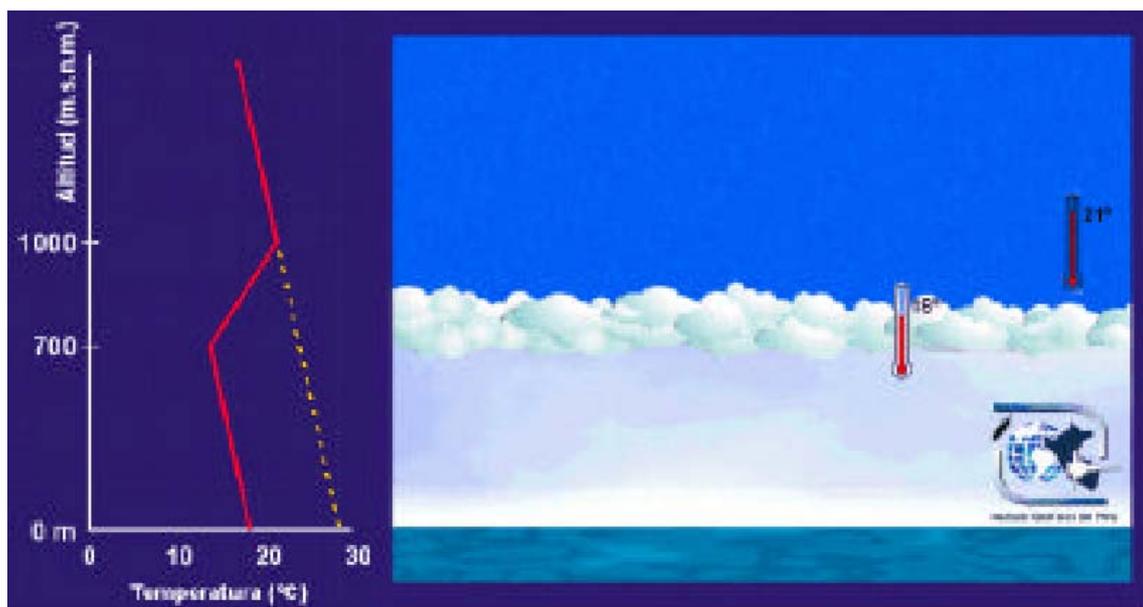


Figura 2.8 Nubes estratificadas limitadas en su ascenso por una inversión de temperatura, fuente: Web IGP

“La baja temperatura del mar, asociada principalmente con los procesos de afloramiento costero y la subsidencia atmosférica está relacionada a la circulación atmosférica en el Pacífico sudeste y la región ecuatorial. La subsidencia produce un calentamiento en la atmósfera, que sumado a la baja temperatura del mar da origen a la formación de la capa de inversión térmica en los primeros dos mil metros de la atmósfera, que persiste durante casi todo el tiempo. Esta situación constituye una de las características más destacadas del clima de la costa peruana”, P. Lagos et al, (2008).

2.13. Características Climáticas del Altiplano

La zona de estudio está influenciada tanto por las condiciones del clima de la costa, como por las del Altiplano. La Cordillera de los Andes es una imponente barrera montañosa que influye de forma importante en la circulación atmosférica. Recorre Sudamérica desde el norte del Ecuador hasta el sur de Chile y Argentina. En la zona central (15° - 22° S) la cordillera se amplía dando origen a una planicie de gran altitud (superior a los 4000 msnm) denominada Altiplano.

Las condiciones climáticas en el Altiplano Sudamericano están fuertemente influenciadas por la circulación en la zona superior de la atmósfera: la presencia de flujos de aire con dirección al este favorecen condiciones de humedad, y flujos hacia el oeste causan condiciones de sequía.

En la figura 2.9 se muestra los patrones de circulación que se presentan sobre los Andes Centrales, en las latitudes del Altiplano, en la figura 2.9 a, que corresponde a episodios lluviosos se observa que el flujo de viento tiene una dirección al oeste, se observa actividad convectiva en la zona altiplánica, el ensanchamiento de la cordillera en la zona altiplánica dificulta aún más el

paso de masas de aire con contenidos de humedad a las cuencas del Pacífico.

La figura 2.9 b corresponde a los episodios con ausencia de precipitaciones, caracterizados por vientos del este en la zona alta de la tropósfera y ausencia de masas con contenido de humedad. Las líneas punteadas y sólidas indican el transporte de humedad sobre las pendientes de la cordillera. Las flechas verticales representan la subsidencia sobre el sur este del Pacífico subtropical, que mantiene una fuerte inversión térmica.

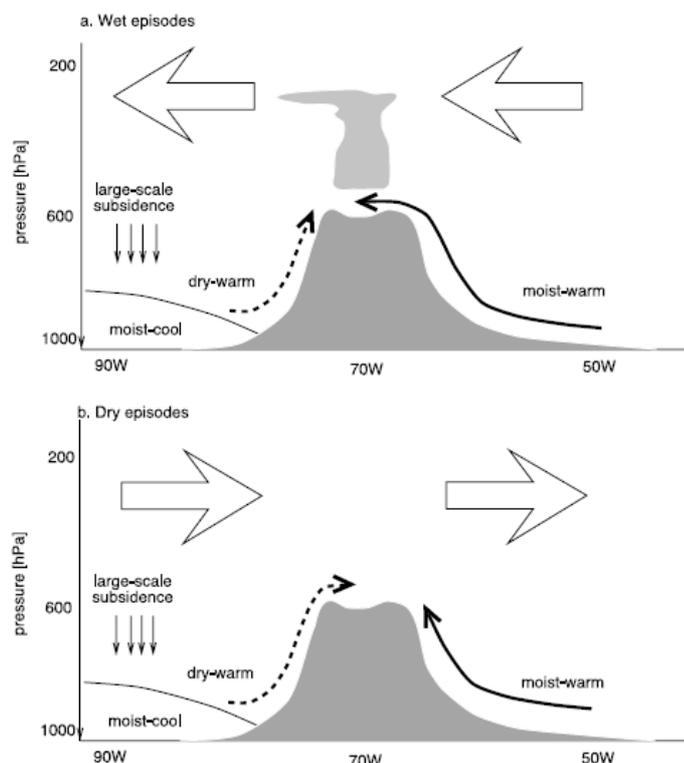


Figura 2.9 Representación esquemática de los patrones de circulación y de masas de aire, sobre los Andes Centrales, en una sección transversal de la cordillera en las latitudes del Altiplano. Fuente: R. Garreaud et al (2003)

A partir de la revisión de los trabajos de R. Garreaud, M Vuille y P. Aceituno quienes han estudiado el comportamiento de la circulación atmosférica para la zona norte de Chile y el Altiplano, se observa que el ciclo estacional de precipitación está relacionado con cambios en la dirección del viento de la zona alta y media de la tropósfera sobre los andes centrales. Los cambios en las corriente de chorro subtropicales, en conjunción con la estabilización de la Alta Boliviana, como respuesta a la convección continental, produce una expansión del cinturón ecuatorial de vientos del este, transportando masas de aire húmedo desde el Atlántico. A mediados del verano austral la transición entre flujos desde el oeste y del este en los 200 hPa se produce aproximadamente sobre los 20° S.

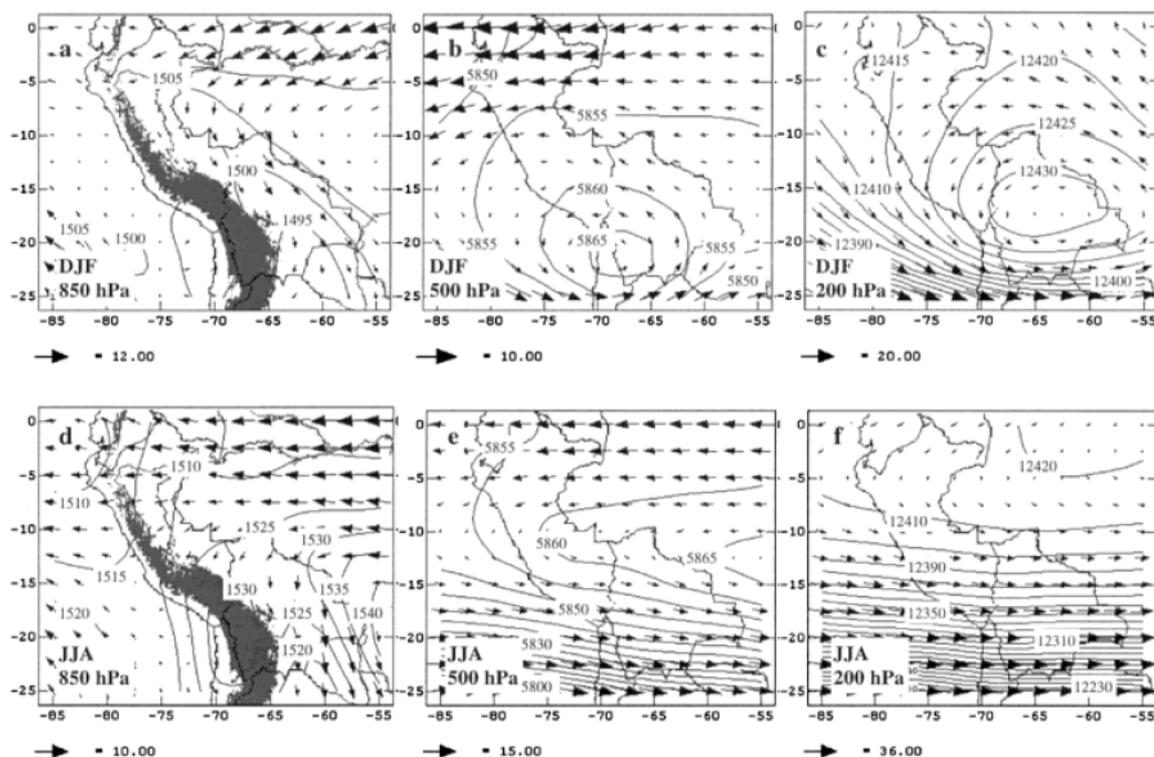


Figura 2.10 Promedio temporal de alturas geopotenciales y velocidades de viento para el verano austral (DEF) a 850 hPa, 500 hPa y 200 hPa y para el invierno (JJA) a 850 hPa, 500 hPa y 200 hPa - NCEP *reanalysis*, (M. Vuille)

La intensidad y posición del anticiclón o Alta Boliviana, condiciona de manera importante la dirección y velocidad de los vientos del este y por lo tanto influye en el nivel de precipitaciones que se producen sobre el sur este peruano. Este núcleo de altas presiones se forma durante el verano austral (DEF) sobre los 500 hPa y 200 hPa de acuerdo a lo observado en la figura 2.10.

Un corrimiento hacia el norte de la Alta Boliviana condiciona vientos del oeste con bajos contenidos de humedad y por lo tanto bajos niveles de precipitación. Este corrimiento hacia el norte está relacionado con valores negativos del índice de Oscilación del Sur. Por el contrario una ubicación del núcleo de alta presiones sobre los 20° de latitud sur, permite el transporte masas de aire húmedo provenientes del Atlántico las cuales producen precipitación sobre el Altiplano peruano boliviano. La fase positiva del índice de oscilación del sur se asocia con esta ubicación de la Alta Boliviana, figura 2.11.

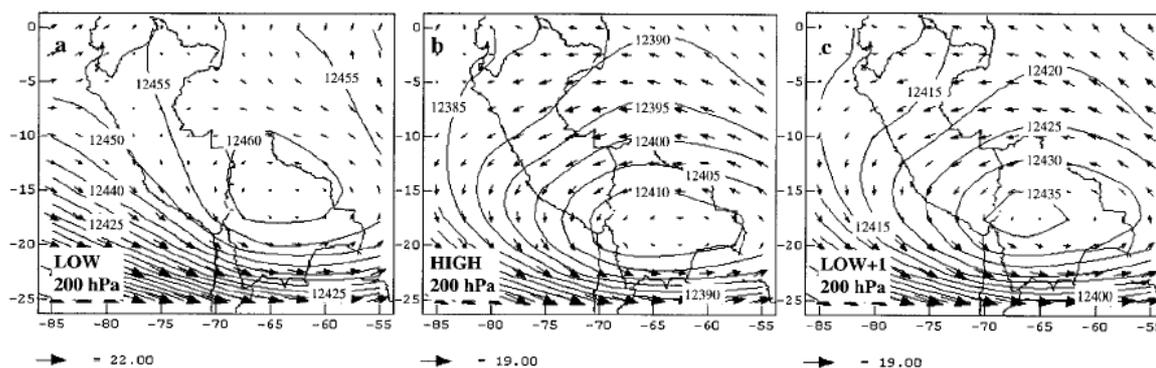


Figura 2.11 200 hPa *composites* para velocidades de viento (m/s) y alturas geopotenciales para el verano austral (DEF) durante fases mínimas (*low*) y máximas (*high*) del índice de oscilación del sur - NCEP *reanalysis*, (M. Vuille)

En la tabla 2.1 se hace una descripción de los factores condicionantes del clima en la zona Sur del Perú.

FACTORES CONDICIONANTES DEL CLIMA	DESCRIPCIÓN	FENÓMENOS
Latitud	Ubicación respecto al Ecuador, incidencia del Sol, movimiento de rotación y traslación, inclinación del eje terrestre.	<ul style="list-style-type: none"> - Distribución desigual de calor y la luz. - Diferente duración del día y la noche en las diferentes épocas del año.
Altitud	Cordillera de los Andes.	<ul style="list-style-type: none"> - Barrera natural que impide el paso de humedad del Atlántico al Pacífico. - Generación de precipitación Orográfica.
Océano Pacífico y Atlántico	Grandes masas de aguas que circulan Sudamérica.	<ul style="list-style-type: none"> - Permiten la evaporación de grandes cantidades de agua hacia la atmósfera. - Variaciones de la TSM, El Niño La Niña.
Bosques Amazónicos	Extensiones de bosque húmedo y tropicales	<ul style="list-style-type: none"> - Presencia de fuerte humedad en la atmósfera.
Corriente peruana de Humboldt, fenómeno de afloramiento	Corriente fría que circula de sur a norte hasta la zona de cabo blanco, de forma paralela al litoral peruano.	<ul style="list-style-type: none"> - Evaporación restringida en el pacífico. - Gran estabilidad atmosférica. - Persistente inversión térmica durante todo del año. - Ausencia total de precipitaciones en la costa.
Contracorriente Ecuatorial o de El Niño	Corriente de agua cálida que circula de NO a SE, llegando a Cabo Blanco, Piura Perú, donde se deriva hacia el Oeste, eventualmente avanza más al sur generando cambios de clima en la zona norte del Perú.	<ul style="list-style-type: none"> - Lluvias intensas en la costa norte. - Incremento de la temperatura superficial del mar en la costa norte peruana. - Mortalidad de peces de agua fría y reemplazo por otros de agua caliente. - Modificación del hábitat de islas de la zona norte peruana, motivando la mortalidad de

		aves guaneras.
Vientos Alisos	Masas de aire que soplan del SE hacia el Ecuador desde zonas de alta presión.	<ul style="list-style-type: none"> - Importante componente del fenómeno de afloramiento de las aguas frías y profundas frente a las costas peruanas. - Transportan humedad atmosférica hacia zonas de baja presión.
Anticiclón del Pacífico Sur	Zona atmosférica de alta presión, con circulación de vientos de sur a norte.	<ul style="list-style-type: none"> - De mayo a octubre recoge humedad del mar, transportándolo a la costa en forma de nubes bajas y persistentes con alto contenido de humedad.
Anticiclón del Atlántico Sur	Masas de aire húmedo de alta presión procedentes del polo sur, ubicado cerca de las costas argentinas, las masas de aire húmedo llegan al Perú por el sudeste.	<ul style="list-style-type: none"> - Genera precipitaciones a lo largo de su recorrido hasta los flancos orientales. - Entre mayo y setiembre puede provocar descensos de la temperatura del aire, conocido como friaje.
Lago Titicaca	Gran masa de agua entre Perú y Bolivia	<ul style="list-style-type: none"> - Regula la temperatura de la zona circundante.

Tabla 2.1 Factores condicionantes del clima, Fuente UNALM

2.14. Climatología de la Zona de Estudio

La zona de estudio se encuentra ubicada en la zona sur de los andes peruanos entre los 16° 40' y los 17° 18' de latitud sur y los 70° 12' y los 70° 35' de longitud oeste, con niveles altitudinales que varían de 0 a 5,700 m.s.n.m, existiendo una sucesión variada de cadenas montañosas, con ríos y quebradas que tienen una orientación general predominante de noreste a sureste.

El clima del área de estudio varía desde cálido y húmedo en la costa hasta un clima frío húmedo propio de la región altoandina, que solo permite el desarrollo de pastos naturales debido a las condiciones climáticas extremas.

Durante la estación de solsticio de verano del hemisferio sur (diciembre, enero y febrero), tanto el anticiclón del Pacífico Sur como el anticiclón del Atlántico Sur, se mueven hacia el sur. El anticiclón del Atlántico Sur, provoca que una masa de aire de baja presión tibia y húmeda (ciclón) se forme sobre la cuenca del Amazonas, la que induce a que la zona de convergencia intertropical (ITCZ) también migre hacia el sur del continente, hasta llegar a lo largo del flanco oriental de los Andes.

Los vientos provenientes del este impulsan esta masa de aire húmedo hacia el occidente, que se enfría y se expande a medida que asciende por las laderas inferiores de las montañas; reduciendo su capacidad para retener humedad y originando lluvia en todo su trayecto.

Esta corriente de aire húmedo que atraviesa el Altiplano, al descender por las laderas occidentales acrecientan la presión barométrica y la temperatura,

aumentando su capacidad para retener agua, de esta manera se enrarece la precipitación aumentando la desecación por absorción de la humedad del ambiente.

En la costa el aire es cálido al borde oriental del anticiclón del Pacífico Sur y la corriente de Humboldt, genera una zona de inversión térmica y fría a nivel del mar, que determina las condiciones desérticas de esta región, caracterizada por la ausencia de tormentas.

Durante la extensión del solsticio de verano del hemisferio norte (de abril a septiembre) la acción del anticiclón del Pacífico Sur y la Corriente de Humboldt, se hace más evidente al provocar lloviznas o garúas que generan pequeñas lomas, en la costa peruana.

Entre la zona de litoral marítimo y hasta los 400 m.s.n.m. se clasifica como desierto desecado templado cálido, caracterizado por un clima desecado con temperaturas semi cálidas, precipitaciones pluviales menores a 25 mm/año y temperaturas entre 17 y 22 °C.

Entre los 400 y 800 m.s.n.m. le corresponde una clasificación climática de desierto con precipitaciones comprendidas entre 0 y 25 mm/año y temperaturas de 12 a 24 °C. Se caracteriza por una morfología plana, colinosa y la presencia de montañas bajas de la Cordillera Costanera, configuración que permite la presencia de neblinas de junio a octubre, permitiendo el desarrollo de una vegetación típica de lomas que incrementa su potencial agropecuario ante la ocurrencia de años muy húmedos.

El desierto súper árido templado cálido se encuentra ubicado entre los 800 y los 2,600 m.s.n.m. presentando un clima súper árido y templado cálido con temperaturas moderadas entre 13 y 17 °C y precipitaciones muy bajas que varían entre los 50 y 70 mm anuales.

El desierto per árido se ubica entre los 2,600 y los 3,400 m.s.n.m. ocurriendo precipitaciones pluviales entre los 50 y 70 mm/año, con temperaturas medias entre 9 y 13° y predomina la insolación y la humedad relativa muy baja. El desierto árido montano templado cálido se encuentra entre los 3,400 y los 3,600 m.s.n.m. con temperaturas entre 6 y 12°C, así como precipitaciones que varían entre 70 y 100 mm/año predominando la aridez del territorio.

El matorral desértico montano templado cálido, se encuentra entre 3,600 y 3,800 m.s.n.m. con clima semi árido templado frío, con temperaturas promedio de 6.5 a 12 °C, llegando en los meses de junio y julio a temperaturas bajo cero grados Celsius. Las precipitaciones varían entre 100 y 150 mm/año. Morfológicamente la zona está formada por montañas accidentadas, quebradas y valles secos, con presencia de escorrentía excepcional.

El matorral desértico sub alpino templado cálido, se ubica entre los 3,800 y los 4,600 m.s.n.m. con precipitaciones entre 100 y 150 mm/año y temperaturas medias anuales entre 3 y 5 °C, la temperatura mínima en los meses de junio y julio llega a -25 °C.

El páramo – tundra húmeda se extiende desde los 4,200 hasta los 4,600 m.s.n.m. con un clima húmedo y frígido caracterizado con precipitaciones entre 300 y 550 mm/año, presentándose temperaturas medias de 1.5 a 3 °C, con temperaturas estables de congelamiento durante las noches.

Tundra muy húmeda formado por zonas circulares a los nevados y picos montañosos, desde los 4,550 hasta los 4,950 m.s.n.m. con clima per – húmedo muy frío y temperaturas medias de 1.5 a 3 °C, manteniéndose bajo cero durante las noches y durante los meses de junio a agosto llegando a -28°C y precipitaciones anuales superiores a 480 mm, con frecuencia de tipo sólida o granizo y nevadas.

Capítulo 3

SEQUÍAS

3.1. Sequías

Las sequías son fenómenos naturales, recurrentes, de un comportamiento complejo, que han afectado a las civilizaciones a través de la historia. Influyen sobre los hábitats naturales, ecosistemas y muchos sectores económicos y sociales. La gran variedad de sectores que son afectados por las sequías, así como el amplio rango de demandas del recurso hacen que sea muy complicado realizar una única definición de sequía. Sin embargo, existe un consenso en definir a las “sequías” como una condición de insuficiencia de la cantidad de recursos hídricos, causados por un déficit de precipitaciones sobre un determinado periodo de tiempo. Richard R. Heim (2002).

Las sequías tienen la particularidad de ser de lento desarrollo temporal y amplia cobertura espacial. Su ocurrencia no provoca el colapso ni la falla destructiva de la infraestructura; sin embargo, puede condicionar las operaciones de los sistemas de recursos hídricos imponiendo muchas veces condiciones más exigentes que las de diseño con graves consecuencias económicas y sociales. El carácter no destructivo de las sequías, en comparación con el de las avenidas, es probablemente responsable que la sociedad este dispuesta a asumir mayores riesgos, puesto que en el caso de avenidas se determina las crecidas milenarias, decamilenarias y hasta las crecida máxima probable; sin embargo, es habitual que se considere para la sequía condiciones de diseño similares a las observadas en el pasado reciente, cuya frecuencia media corresponde a periodos de retorno de 20 a 50 años, B. Fernández (1997).

Las sequías son percibidas como eventos extremos del sistema climático; sin embargo, deberían ser consideradas como sucesos de ocurrencia normal puesto que estos eventos han ocurrido muchas veces y continuarán presentándose, además que debido al continuo incremento de las necesidades de agua a nivel mundial serán más continuas en el futuro con adversas consecuencias en la sociedad. Por este motivo el manejo de los impactos de las sequías deberían ser abordados utilizando análisis de riesgo en vez de un manejo de la crisis, procedimiento que es la práctica actual de muchos países, Panu & Sharma (2002).

El conocimiento del comportamiento de las sequías ha sido un importante aspecto del planeamiento y manejo de los sistemas de recursos hídricos. Generalmente los embalses cumplen una importante función supliendo los

requerimientos de la demanda durante sequías de una determinada magnitud y duración, Hyun-Suk Shin et al (2000).

La duración de las sequías es un factor significativo para su caracterización; sin embargo, presenta una alta variabilidad temporal y espacial; por ejemplo, una semana sin precipitaciones puede considerarse como una sequía en áreas húmedas, por el contrario en zonas áridas incluso años con menores niveles de precipitaciones puede no ser considerado como un evento extremo.

La disponibilidad del recurso hídrico incluye el contenido de humedad del suelo, el agua subterránea, la nieve, la escorrentía superficial y el almacenamiento en reservorios. Los impactos de las sequías pueden provocar que la demanda de agua exceda al suministro de las fuentes de recurso. Existe una gran variabilidad temporal de los procesos de transferencia de la precipitación hasta que el recurso hídrico este disponible en cada una de las fuentes. Por el lado de la demanda, los usos del agua se manejan en diversas escalas temporales; en consecuencia, los impactos sobre los déficits de agua son el resultado de una compleja interacción entre las fuentes y los usos del agua, McKee et al (1993).

No existe una única definición para el concepto de sequía. La sequía meteorológica es entendida como la ausencia de lluvias o precipitaciones por debajo de lo normal, por un prolongado periodo de tiempo. La sequía hidrológica es un periodo extendido de bajos niveles de flujos en los ríos y de almacenamientos en fuentes superficiales y subterráneas. La sequía agrícola se presenta cuando el contenido de humedad del suelo es insuficiente para soportar la vegetación. La sequía ecológica se visualiza como un periodo en el cual la disminución los niveles en los recursos hídricos causa estrés en los ecosistemas afectando adversamente la vida de animales y plantas. La sequía también es estudiada en un contexto de las ciencias económicas, políticas y sociales, delineando las consecuencias e impactos así como los producidos por las políticas de manejo de sequías, Kundzewicz et al (1993).

Existe un consenso general en distinguir entre el concepto de aridez y el de sequía; la aridez está referida a una condición climática de carácter permanente, mientras que la sequía es caracterizada por una “severa” reducción de la disponibilidad de agua comparada con los valores normales que se presentan sobre un considerable periodo de tiempo y sobre una determinada región. Estas consideraciones producen que en la definición de sequía exista mucha subjetividad, G. Tsakiris – H. Vangelis (2004).

Estos fenómenos complejos han sido definidos y estudiados de varias formas, Yevjevich (1967) desarrolló el concepto de “*runs*” para definir de forma objetiva a las sequías. Un “*run*” negativo se produce en el tiempo t , cuando la oferta de agua Y_t está por debajo de la demanda de agua o de un nivel de truncación Y_0 , y la longitud L del *run* se define como los L consecutivos *runs* negativos hasta que un *run* positivo ocurre. El valor de L es llamado también duración de la sequía. Para definir las sequías mediante este procedimiento es necesario previamente establecer la variable que va a

representar la oferta de agua, como puede ser el porcentaje de la precipitación, la demanda de agua o el nivel de truncación de la demanda, el periodo de tiempo usado en la discretización de la serie temporal y las aproximaciones para considerar los efectos regionales, B. Fernández – J. Salas (1999).

Los efectos de las sequías generalmente se acumulan de forma gradual durante periodos de tiempo extensos, pudiendo durar incluso años después de que el evento ha terminado dificultando la determinación del inicio y el fin del evento. Los impactos de las sequías son de carácter no estructural y se producen sobre áreas extensas, en comparación con los impactos causados por otros desastres naturales, por lo que es complicado cuantificar sus efectos. Sin embargo, al comparar las sequías con otros desastres naturales, esta es la que presenta los impactos más importantes con respecto a la duración del evento, grado de severidad, extensión superficial, pérdidas de vidas, pérdidas económicas, efectos sociales y tiempo necesario para su desarrollo o recuperación, A. Villalobos (2007).

La determinación de la probabilidad de ocurrencia de sequías es un tema que ha recibido menos atención que el caso de avenidas, por lo que muchos sistemas se diseñan asumiendo el riesgo que operativamente presenten fallas en el suministro, que aunque no son destructivas, se presentan durante periodos prolongados de sequías. Este riesgo se estima generalmente en función a simulaciones del sistema frente a diversos escenarios. El cálculo del periodo de retorno de sequías hidrológicas anuales, tiene la dificultad de que estos fenómenos tienen una duración mayor a la del periodo de análisis y además la variable que caracteriza a la oferta del recurso tiene una considerable dependencia estadística no despreciable, de modo que no pueden ser aplicados los conceptos y procedimientos de cálculo desarrollados para la determinación de periodos de retorno de avenidas las cuales pueden considerarse como independientes e instantáneas, B. Fernández (1997). Saldaña y Yevjevich (1970), propusieron la idea del periodo representativo en vez del periodo de retorno y desarrollaron algoritmos de cálculo para el caso de series autorregresivas estacionarias. Sen (1980), presentó un procedimiento para calcular las probabilidades asociadas a sequías críticas en procesos con estructura de dependencia conocida. Fernández y Salas (1994), presentaron algoritmos de cálculo recursivo para determinar el periodo de retorno de sucesiones de duración dada en series con dependencia, el cual es el caso de caudales medios anuales, basados en un procedimiento desarrollado por Schwager (1983), para sucesiones en series con dependencia markoviana, B. Fernández (1997).

3.2. Clasificación de Sequías

Las sequías son típicamente causadas por la persistencia de bajas precipitaciones durante un largo periodo de tiempo; que genera la disminución en la disponibilidad de agua en todos los estados del ciclo hidrológico; sin embargo, sus efectos pueden ser amplificados por la influencia del nivel de evaporación (dependiente de la radiación solar, la

temperatura del aire, la presión de vapor del agua y la velocidad del viento); así como las características del suelo y la cobertura vegetal, Kundzewicz et al (1993).

Wilhite y Glantz (1985), agruparon diversas definiciones de sequías, en cuatro grupos según la disciplina científica desde la cual se analiza el fenómeno: sequía meteorológica, agrícola, hidrológica y socioeconómica. Las relaciones entre los tipos de sequías se muestran en la figura 3.1.

- **Sequía meteorológica o climatológica**, relacionada con la disminución de las precipitaciones, siendo evaluada mediante la comparación entre la precipitación del periodo de análisis y un indicador estadístico de la serie temporal que generalmente es la media. Existen diversas definiciones de la sequía meteorológica que han sido desarrolladas para regiones específicas, debido a que las variaciones en los regímenes de precipitación tienen una fuerte influencia de las características climáticas de cada región.

- **Sequía edáfica o agrícola**, se expresa en función a la deficiencia de humedad en el suelo disponible para las plantas, en muchos casos es valorada de acuerdo a los daños provocados sobre la producción agrícola.
Debido a que la cantidad de agua es diferente para cada cultivo, y varía a lo largo de las fases de crecimiento de los cultivos, es complejo definir umbrales de sequía incluso para una misma región.
Este tipo de sequía no solo depende de las condiciones meteorológicas, sino también de las características biológicas del cultivo y las propiedades del suelo. Por lo que no es equivalente a la sequía meteorológica. Si los niveles de humedad del suelo son suficientes para sustentar el crecimiento de un determinado cultivo durante el periodo que se presente sequía meteorológica, la sequía agrícola no se producirá.

- **Sequía hidrológica**, se asocia a la deficiencia en el caudal o volumen de aguas superficiales y subterráneas, así como el volumen de almacenamientos. Las sequías hidrológicas tienen un desfase entre la ocurrencia de las sequías meteorológica o agrícola, puesto que se requiere de un desfase temporal para que se propaguen las anomalías pluviométricas a los diversos componentes del ciclo hidrológico.
A diferencia de la sequía agrícola que tiene lugar al poco tiempo de presentarse la sequía meteorológica, la sequía hidrológica puede tardar de meses a años a meses dependiendo de la región desde el inicio de la sequía meteorológica; y si las lluvias retornan en poco tiempo, la sequía hidrológica no llegará a manifestarse.
La capacidad de gestión de los recursos hídricos influye sobre la sequía hidrológica, debido a que el déficit no solo depende de la disponibilidad del recurso hídrico superficial o subterráneo, sino también de la forma de uso del agua.

- **Sequía socio económica**, se produce cuando la disponibilidad de agua disminuye hasta el punto de generar daños económicos o sociales sobre poblaciones de zonas afectadas por la escasez de precipitaciones.

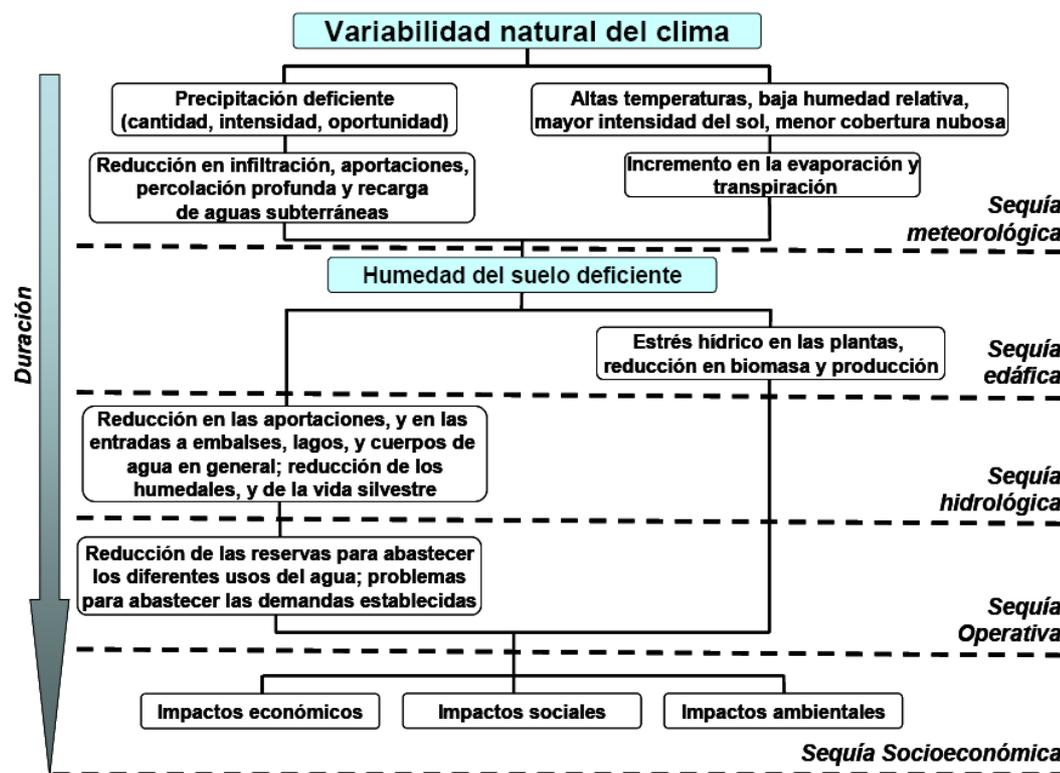


Figura 3.1 relación entre tipos de sequías y duración de eventos, Fuente: A. Villalobos (2007)

3.3. Pronóstico de Sequías

El comportamiento de las frecuencias de las sequías ha sido de forma razonable estudiado, utilizando series históricas temporales de la precipitación y caudales; sin embargo, el pronóstico de sequías que es importante en la alerta temprana del fenómeno y en la gestión de los recursos hídricos, continúa siendo un proceso complicado. El pronóstico a mayor escala temporal, se realiza utilizando series temporales de diversos índices de sequías, precipitación, temperaturas y caudales; que son correlacionados con índices del Fenómeno Enso, como son: el índice de Oscilación del Sur, temperaturas de la superficie del mar, etc. Para el pronóstico de corta escala temporal como a escala mensual o estacional; se han desarrollado modelos estocásticos híbridos y redes neuronales para la predicción de sequías utilizando series del índice estandarizado de precipitación. A. Mishra et al (2007). Para el pronóstico de sequías esencialmente se utilizan uno o más combinaciones de los siguientes procedimientos:

- Modelos de regresión lineal que consideran las variables climáticas, como las presiones atmosféricas, temperatura de la superficie del mar, velocidades y direcciones de viento y series de precipitación y caudales.
- Desarrollo de algoritmos matemáticos para el pronóstico de series temporales.
- Ratios de recesión de caudales, niveles de almacenamiento en cuerpos de agua, índices basados en el contenido de humedad del suelo y análisis de la vegetación.
- Teleconexiones entre indicadores climáticos de gran escala.

3.4. Índices de Sequías

Los esfuerzos que se han realizado en diversas regiones del mundo para definir de forma objetiva un fenómeno tan complejo y que tiene diversas concepciones, ha dado lugar a que se desarrollen diversos índices para evaluar las sequías. Los índices numéricos son necesarios para comparar valores de la sequía entre diversas regiones, así como para comparar eventos del pasado. Sin embargo, debido a las múltiples definiciones de la sequía, el amplio rango de sectores económicos que se ven afectados siendo difícil cuantificar sus efectos, resulta problemático desarrollar un único índice numérico universal que pueda representar la intensidad, severidad así como los impactos sobre una determinada área. Richard R. Heim (2002) Los índices también son utilizados para monitorear el comportamiento de las sequías en tiempo real y poder evaluar su evolución. Los índices deben ser valores simples determinados mediante procedimientos de cálculo establecidos, que resuman mediante criterios definidos las características de las sequías. A. Villalobos (2007).

El común de las definiciones de sequías considera su origen es una disminución en las precipitaciones, que resulta en un déficit del recurso hídrico sobre alguna actividad y sobre un grupo social. Wilhite and Glandtz (1985). Confiables observaciones de precipitación empezaron a estar disponibles en diversas regiones desde hace aproximadamente dos centurias, los que dio por resultado que los primeros índices de sequías incluyeran las precipitaciones en combinación con otras variables meteorológicas. Como el índice Munger's (1916) utilizado en la determinación de riesgo de incendios en bosques y el índice de Kincer utilizado en la construcción de mapas que muestran la distribución temporal de la precipitación.

A continuación se describen los principales índices usados para el monitoreo y control de las sequías.

3.4.1. Porcentaje de la Precipitación Normal

El porcentaje de precipitación normal es uno de los análisis más simples para el análisis de la precipitación de una región. El método es efectivo cuando es usado para una sola región o estación. Es simple de entender y puede brindar información dependiendo del área y la estación. Se calcula dividiendo la precipitación actual entre la precipitación normal (estimada de una serie de

al menos 30 años de información) y multiplicando por el 100 %. El análisis se puede realizar para diferentes agregaciones temporales, desde un solo mes, un grupo de meses o una estación o por años.

Una de las desventajas de este método es que el promedio de la precipitación no es igual a la mediana, puesto que la precipitación mensual o estacional generalmente no tiene una distribución normal.

Pese a sus limitaciones es uno de los índices mas utilizados debido a su simplicidad y puede ser calculado incluso en zonas con poca disponibilidad de información meteorológica. Bhalme y Mooly (1980) rebautizaron el método con las siglas BMDI (*Bhalme & Mooly Drought Index*), pese a ser un procedimiento estadístico utilizado con antelación.

3.4.2. Índices de Palmer (1965)

El índice de Palmer es calculado a partir de un modelo de balance hídrico que incorpora la precipitación antecedente, el suministro de humedad, la demanda de humedad, la cual es estimada a partir de los trabajos pioneros de Thornthwaite sobre la evaporación, Palmer (1965).

Palmer consideró un modelo de dos capas para calcular la humedad del suelo y asumió simplificaciones referidas a la capacidad de campo y la transferencia de humedad entre capas. Consideró que la capa superior tiene una capacidad de campo de 1 pulgada, humedad que no es transferida a la capa inferior hasta que la capa superior esté saturada, toda la precipitación que ocurre durante un mes se transforma durante el mismo mes en evapotranspiración, en la demanda de humedad del suelo o es perdida mediante flujo superficial. Palmer definió valores climatológicamente apropiados para las condiciones existentes (*Climatologically Appropriate for Existing Conditions*, CAFEC) para normalizar sus cálculos de tal modo que dimensionalmente el índice pueda ser comparado a lo largo del espacio y del tiempo. En el balance hidrológico se estima la evapotranspiración potencial, la recarga, el escurrimiento y los coeficientes para cada parámetro, que son obtenidos a partir de un cociente entre los valores reales y los potenciales.

Los índices que definió Palmer son el PDSI (*Palmer Drought severity Index*), PHDI (*Palmer Hydrological Drought Index*) y el Z índice.

El índice de severidad de la sequía de Palmer (PDSI) permite identificar adecuadamente la sequía meteorológica, respondiendo lentamente a la sequía agrícola y sin poder detectar la sequía hidrológica. El índice es utilizado intensamente en Estados Unidos ofreciendo resultados poco satisfactorios en zonas con variabilidad pluviométrica elevada.

El índice hidrológico de sequía de Palmer (PHDI), surge a partir de modificar el PDSI a fin de poder detectar las anomalías en la humedad que afectan los flujos superficiales, la humedad del suelo y los niveles de lagos, embalses y acuíferos.

El índice Z, refleja la anomalía de la humedad para un mes determinado con respecto al promedio histórico. Se utiliza de forma satisfactoria para medir la

intensidad de la sequía agrícola, puesto que responde rápidamente a las anomalías negativas de la humedad de corta duración. O. Valiente (2001).

La tabla 3.1 muestra la clasificación de las sequías desarrollada por Palmer, valores positivos del índice indican condiciones de humedad, valores negativos indican condiciones de sequía. Con una persistencia normal de las precipitaciones y de las temperaturas teóricamente el índice es cero en todas las estaciones del año.

Índice PDSI	Clasificación de Humedad
Menos de -4.00	Sequía Extrema
-3.99 <SPI ≤ -3.00	Sequía Severa
-2.99 <SPI ≤ -2.00	Sequía Moderada
-1.99 <SPI ≤ -1.00	Sequía Débil
-0.99 <SPI ≤ -0.50	Sequía incipiente
-0.49 <SPI ≤ 0.49	Condición Normal
0.50 <SPI ≤ 0.99	Humedad Incipiente
1.00 <SPI ≤ 1.99	Humedad débil
2.00 <SPI ≤ 2.99	Humedad Moderada
3.00 <SPI ≤ 3.99	Humedad alta
Mas de 4	Humedad Extrema

Tabla 3.1. Clasificación de Sequías según Palmer 1965

El PDSI ha sido diseñado para el monitoreo de sequías en zonas de climas semi áridos a sub húmedos con baja variación topográfica y en donde la precipitación es la única o la principal fuente de humedad, Doesken et al (1991).

El PDSI proporciona una medida del grado de excepcionalidad de las condiciones de humedad recientes, lo cual facilita la comparación temporal y espacial entre eventos históricos. Sin embargo, existen limitaciones del índice como la falta de rigor científico en la definición de la escala del índice, ajustada empíricamente a la zona de estudio. El índice es sensible al contenido de humedad disponible (*Available Water Content AWC*) de cada tipo de suelo por lo que su uso a gran escala puede resultar de mucha incertidumbre, Javier González (2005).

Alley (1984) indico limitaciones del índice referidas a la dificultad de considerar variaciones estacionales y anuales de las coberturas vegetales y el desarrollo de radicular. A si también el modelo no considera un tiempo de desfase entre producción de exceso de agua y la ocurrencia de flujo

superficial. El modelo tampoco es capaz de incorporar los efectos del derretimiento de la nieve y del suelo congelado.

3.4.3. Índice de Deciles de Precipitación (1967)

Desarrollado por Gibbs and Maher (1967) para obtener la distribución espacial de las sequías en Australia, se determina a partir de la agrupación de las precipitaciones mensuales en función a su magnitud en diez intervalos, permitiendo realizar una evaluación de las desviaciones con respecto a un comportamiento normal. Cada intervalo está compuesto por un 10% de la población de acuerdo a su distribución estadística.

El primer décimo corresponde a la cantidad de precipitación que no es excedida por el 10% de la precipitación ocurrida. El segundo décimo corresponde a la precipitación que no excede al 20% más bajo de las ocurrencias. Los décimos continúan hasta el décimo 10 que corresponde a la precipitación de mayor magnitud registrada. Por definición el quinto décimo coincide con la mediana.

Los límites de cada décimo se establecen ordenando la muestra de tamaño n y asignando a la variable $P_{(10)}$ el valor de mayor magnitud y a la variable $P_{(1)}$ al menor. Luego el valor de cada décimo se obtiene de la siguiente forma:

$$D_{(1)} = P_{(1)} + C$$

$$D_{(i)} = P_{(i)} + C, \text{ Para } i=2 \text{ a } 10;$$

$$C = (P_{(10)} - P_{(1)})/10$$

La clasificación de la precipitación de acuerdo a este criterio se indica en la tabla 3.2.

Clasificación	Límite de Frecuencia	Décimo
Muy muy arriba del Promedio	90 – 100	1
Muy arriba del Promedio	80 – 90	2
Arriba del Promedio	70 – 80	3
Ligeramente arriba del promedio	60 – 70	4
Normal	50 – 60	5
Normal	40 – 50	6
Ligeramente abajo del Promedio	30 – 40	7
Abajo del promedio	20 – 30	8
Muy abajo del promedio	10 – 20	9
Muy muy abajo del promedio	0 – 10	10

Tabla 3.2. Clasificación de Deciles de Precipitación

La desventaja de este índice es que requiere una extensión importante de la serie de precipitaciones para definir de forma adecuada los décimos de precipitación.

3.4.4. Índice de Humedad de Cultivos (1968)

Es un índice para el monitoreo de la sequía agrícola CMI (*Crop Moisture Index*), por sus siglas en inglés desarrollado por Palmer (1968) para medir las variaciones semanales de la disponibilidad de humedad para los cultivos. Se basa en datos semanales de temperatura media y precipitación total y el valor antecedente del CMI. El CMI responde rápidamente a cambios de las condiciones de humedad y es ponderado para cada localización y época del año permitiendo realizar el monitoreo espacio temporal de la sequía agrícola.

Al estar diseñado para el seguimiento de corto plazo del estado de humedad que afecta a los cultivos en desarrollo, no puede ser utilizado para realizar el seguimiento de sequías de mayor longitud temporal.

Una característica importante del CMI y que limita su campo de aplicación, es que el cálculo del índice normalmente comienza y finaliza en cada temporada vegetativa, ajustándose a cero al inicio de la época de crecimiento para evitar la acumulación de anomalías fuera de este periodo. Por lo que su uso es restringido para la valoración de condiciones de sequía fuera de la época vegetativa, y en especial, en periodos de sequía que se prolongan durante varios años.

El CMI ha sido adoptado por el departamento de agricultura de los Estados Unidos y es publicado en el *Weekly Weather and Crop Bulletin*, Wilhite and Glantz (1985)

3.4.5. Índice de Suministro de Agua Superficial (1981)

Desarrollado por Shafer y Dezman (1982) el SWSI (*Surface Water Supply Index*) es un índice empírico hidrológico de sequías desarrollado en Colorado, como complemento del PDSI, mediante la inclusión de la cobertura de nieve, almacenamiento de reservorios y flujos superficiales. De hecho el PDSI presenta problemas en zonas de topografía variada, donde los suelos no son homogéneos o existe precipitación nival.

Para el cálculo del SWSI se requiere datos de cubierta nival, corrientes superficiales de agua, precipitación y reserva hídrica de cada cuenca. El procedimiento requiere determinar a nivel mensual la totalidad del recurso hídrico por cada componente de aportación. La información es agregada y normalizada; luego, utilizando una serie de datos de largo plazo se realiza un análisis de frecuencias a fin de determinar probabilidad de no excedencia, para realizar una suma ponderada de cada componente según su contribución al agua superficial y determinar el valor del SWSI representativo de la cuenca.

El SWSI tiene la misma clasificación del PDSI, centrado en cero y oscilando entre +4.2 (extremadamente húmedo) y -4.2 (sequía extrema). La determinación del índice es dependiente de la estación del año, utilizándose los datos de nieve acumulada en los meses de invierno y siendo sustituida por las aportaciones en los meses de verano.

Existen varias características que limitan la aplicación del índice puesto que requiere de una formulación específica para cada cuenca, siendo difícil comparar los valores del índice entre distintas regiones. Modificaciones en las estaciones de monitoreo, en la gestión del recurso hídrico en la cuenca, como pueden ser el desarrollo de transvases o de embalses, significa realizar una nueva determinación de las distribuciones de frecuencias y una modificación de los pesos de los componentes. Heddinghaus & Sabol (1991), por este motivo el índice solo se utiliza en estados montañosos y de invierno duro de Estados Unidos: Colorado, Oregon, Montana, Idaho y Utah.

3.4.6. Índice de Precipitación Estandarizado (1993)

El índice de precipitación estandarizado, SPI (*Standard Precipitation Index*) por sus siglas en inglés, fue desarrollado por McKee et al, en 1993. Este procedimiento de caracterización y monitoreo de sequías permite realizar la cuantificación del déficit de precipitación utilizando una distribución acumulada de probabilidades, la que se puede aplicar a distintas escalas de tiempo y a un grupo de estaciones pluviométricas; la información requerida para el análisis son series históricas de precipitación mensual ó anual. Este método además ser utilizado para la evaluación de periodos deficitarios de precipitación, puede ser también utilizado en la determinación de periodos húmedos anómalos. Sin embargo, el SPI en sí, no es una herramienta de predicción o pronóstico de las sequías.

El procedimiento para el cálculo del SPI involucra el análisis de series históricas de precipitación, se utilizan valores de precipitación acumulada mensual, los cuales se consolidan en periodos de n meses, de preferencia continuos. Estos “sets” de precipitación se agrupan a diferentes escalas de tiempo; las que pueden ser de 1, 2, 3, 6, 12, 24 y 48 meses. Cada “set” de precipitación es ajustado a una función de distribución probabilística gamma. Luego la probabilidad acumulada se transforma a una variable “Z” con distribución normal estándar, que tiene como media 0 y varianza 1; el valor resultante de esta transformación corresponde al valor del SPI.

Las escalas de tiempo reflejan el impacto de las sequías sobre la disponibilidad en diversas fuentes del recurso. Condiciones de humedad del suelo responden a las anomalías de la precipitación en una relativa escala corta de tiempo, mientras que el agua subterránea, el caudal de ríos y el almacenamiento en reservorios responden a anomalías de precipitación que se presentan en escalas temporales mayores.

La siguiente tabla muestra la clasificación de sequías por el método de SPI, definida por McKee y que viene siendo utilizada por la NOAA y el USDA en el sistema de monitoreo de sequías en tiempo real: *Drought Monitor*.

Índice SPI	Clasificación de sequías por McKee
Menos de -2.00	Sequía Extrema
$-2.00 < \text{SPI} \leq -1.50$	Sequía Severa
$-1.50 < \text{SPI} \leq -1.00$	Sequía Moderada
$-1.00 < \text{SPI} \leq 1.00$	Condición Normal
$1.00 < \text{SPI} \leq 1.50$	Humedad Moderada
$1.5 < \text{SPI} \leq 2$	Humedad alta
Mas de 2	Humedad Extrema

Tabla 3.3. Clasificación de Sequías según McKee

Un análisis espectral comparando series históricas de PDI (índices de Palmer) con su correspondiente SPI, reveló que las características espectrales del PDI eran espacialmente variantes, mientras que para el SPI eran espacialmente invariantes. El espectro del PDI tiene un comportamiento de un proceso autorregresivo, es decir con memoria; mientras que el espectro del SPI tiene el comportamiento de un proceso de media móvil, por lo que Guttman (1997) concluyó que el SPI es un índice adecuado para la comparación de sequías entre distintas regiones.

3.4.7. Índice de Sequías del Bureau of Reclamation

El *Reclamation Drought Index* (RDI) ha sido recientemente desarrollado como una herramienta para la definición de la severidad y duración de la sequía y como herramienta para la predicción de su inicio y final.

De igual forma que el SWSI, el RDI es un indicador de la sequía hidrológica que se determina dentro del ámbito de la cuenca e incorpora la precipitación, el flujo de los ríos, las masas de nieve, y los almacenamientos como componentes del estado del suministro de agua.

El RDI difiere del SWSI en que incluye en la construcción de índice a la temperatura, la demanda y la duración de la sequía. El RDI se adapta a cada particular región y su mayor ventaja es su capacidad para incluir condiciones climáticas y factores de suministro de agua.

En la tabla 3.4 se indica la clasificación de sequías según el método del *Bureau of Reclamation*.

Índice	Clasificación
Menos de -4	Sequía Severa
$-4 < \text{RDI} \leq -1.5$	Sequía Moderada
$-1.5 < \text{RDI} \leq 0$	Condición Normal a sequía suave
$0 < \text{RDI} \leq 1.5$	Condición Normal a humedad suave
$1.5 < \text{RDI} \leq 4$	Humedad Moderada
Mas de 4	Humedad Extrema

Tabla 3.4 Clasificación de Sequías según USBR

Al ser el RDI un indicador específico para cada cuenca las comparaciones entre distintas regiones son limitadas.

3.4.8. Índice Diferencial de Vegetación Normalizado

El índice diferencial de vegetación normalizado se construye a partir de las imágenes del satélite AVHRR-NOAA (*Advance Very High Resolution Radiometer*) registra radiación en cinco bandas espectrales. La banda 1 es visible, la banda 2 es próxima a la infrarroja y las bandas 3, 4, 5, son termales.

La vegetación verde y vigorosa refleja mucho menos la radiación solar en la banda visible (1) región de absorción de la clorofila que en la banda 2, región de reflectancia del componente celulósico. Cuando la vegetación se encuentra bajo estrés los valores de la banda 1 se incrementan y disminuyen los de la banda 2.

Estas propiedades han permitido definir índices basados en operaciones algebraicas entre las bandas 1 y 2. El índice diferencial de vegetación normalizado NDVI (Normalized Difference Vegetation Index) se define como:

$$\text{NDVI} = (\text{banda}_2 - \text{banda}_1) / (\text{banda}_2 + \text{banda}_1)$$

Vegetación vigorosa y densa produce altos valores del NDVI, por el contrario las nubes, masas de agua y la nieve tiene una alta reflectancia en la banda 1, produciendo valores negativos del índice.

El NDVI es el cociente entre el NDVI registrado en el periodo considerado y el NDVI que se considera normal para la zona, que generalmente se obtiene de la mediana del registro más largo que se disponga. Los valores del índice pueden variar de -1 a 1; sin embargo, los valores de la vegetación típicamente están entre 0.1 y 0.7.

El NDVI no solo es adecuado en la descripción de la clasificación del suelo y de la clasificación y fenología vegetal (Tucker et al, 1982), sino es adecuado en el monitoreo de la precipitación y de las sequías, estimación del desarrollo vegetal, detectando impactos ambientales y otros eventos importantes para la agricultura, ecología y economía; Kogan (1987), Ramesh P. et al (2003).

3.4.9. Índice de Condición de Vegetación (1995)

Con el acceso a nueva información disponible obtenida a través de los satélites meteorológicos, se ha desarrollado el VCI (*Vegetation Condition Index*) que utiliza información del satélite AVHRR (*Advance Very High Resolution Radiometer*). El índice emplea datos de radiación (visible y próxima a la infrarroja), ajustado por variables climáticas, ecológicas y condiciones meteorológicas. (Kogan, 1995).

El VCI ha sido diseñado para determinar el impacto de las condiciones meteorológicas en la vegetación, el índice muestra la relación del NDVI actual entre el rango de variación del NDVI y el valor mínimo del índice, siendo determinado a partir de un registro histórico extenso.

$$VCI = (NDVI_j - NDVI_{min}) / (NDVI_{max} - NDVI_{min}) * 100$$

El VCI utiliza la cercana dependencia que existe entre la vegetación y el clima, y que fue estudiada 90 años antes por el biólogo alemán W. Köppen; sin embargo, desde que el índice está basado en la vegetación, es principalmente aplicado a la temporada de verano, de crecimiento vegetal y limitado su uso durante la temporada de invierno.

3.4.10. Índice Agregado de Sequías (2004)

El índice agregado de sequías, ADI, (*Aggregate Drought Index*) fue propuesto por Keyantash y Dracup (2004), para la evaluación agregada de la ocurrencia de sequías en su forma meteorológica, hidrológica y agrícola. De forma similar al SWSI el índice se aplica sobre una región en particular y utiliza la precipitación, evapotranspiración, caudales, almacenamiento en lagos y embalses, humedad en el suelo y las masas de nieve, que son las componentes de agua superficial del ciclo hidrológico. El cómputo del índice requiere de una transformación estadística inicial de cada variable para normalizarla y estandarizarla. Sobre el conjunto de variables se realiza un análisis de componentes principales, correspondiendo el ADI con los pesos tipificados de la primera componente.

Al igual que el SWSI el ADI tiene limitaciones en la comparación de índices entre diferentes regiones.

Capítulo 4

METODOLOGÍA

4.1. Ubicación de la Zona de Estudio

Las estaciones meteorológicas consideradas en el desarrollo del presente estudio, pertenecen a la red de estaciones de la empresa Southern Perú, se encuentran ubicadas al sur del Perú en los departamentos de Tacna y Moquegua en los 16° 40' y los 17° 18' de latitud sur y los 70° 12' y los 70° 35' de longitud oeste, con cotas que varían desde los 3,100 a los 4,550 m.s.n.m, en la zona occidental de la cordillera de los andes. Las coordenadas UTM WGS 84 y las cotas de las estaciones meteorológicas se muestran en la tabla 4.1.

Estación	Este	Norte	Cota (m.s.n.m.)
Toquepala	327,207	8'092,391	3,400
Quebrada Honda	334,985	8'098,952	3,995
Tacalaya	349,668	8'113,540	4,415
Suches	352,026	8'126,649	4,468
PastoGrande	369,125	8'150,462	4,546
Cuajone	318,267	8'114,659	3,148

Tabla 4.1 Coordenadas de estaciones meteorológicas consideradas en el estudio

Southern Perú en una compañía minera productora de cobre y molibdeno, que viene operando desde hace más de 55 años en la zona sur del Perú. Cuenta con dos minas a tajo abierto, Toquepala ubicada en el Departamento de Tacna y Cuajone en el de Moquegua.

El agua es un insumo indispensable en los distintos procesos de producción de la industria minera. Las principales actividades donde se utiliza agua son: el regadío de los accesos para el control de polvos en el tajo durante el acarreo del mineral, la molienda y flotación de los minerales en el proceso de concentración, el regadío del mineral con solución acida en el proceso de lixiviación, el transporte y disposición final de los relaves, etc. Por este motivo la empresa cuenta con un sistema de producción de agua que incluye líneas de conducción de agua, reservorios, captaciones en ríos, lagunas y pozos.

A fin de realizar un adecuado monitoreo y control de los recursos hídricos en su área de influencia, la empresa ha instalado una red de estaciones de control hidrometeorológico que incluyen estaciones limnigráficas, meteorológicas y piezómetros. La información pluviométrica utilizada en el presente estudio ha sido obtenida de la base de datos de información meteorológica de la compañía.

En la figura 4.1 se muestra el mapa de ubicación de las estaciones meteorológicas. Las estaciones de Toquepala y Cuajone se encuentran ubicadas en las zonas de operación minera de Toquepala y Cuajone respectivamente por su altitud están localizadas en la zona de inicio de la precipitación significativa en la cuenca; Pasto grande y Suches corresponden a las estaciones de mayor altitud y se encuentran ubicadas al este, en la zona altiplánica de los andes peruanos, en la cual se produce la mayor precipitación. Las estaciones de Tacalaya y Quebrada Honda tienen una precipitación de intermedia a alta y se encuentran ubicadas en el flanco occidental de la cordillera de los Andes.



Figura 4.1 Ubicación del área de estudio, estaciones meteorológicas

4.2. Análisis de la Información Pluviométrica

Las estaciones meteorológicas consideradas en el estudio han sido seleccionadas a partir de la información disponible por su longitud de registro, así como por su distribución espacial. El objetivo fue utilizar las series de mayor longitud y abarcar el mayor área posible, así también se buscó incluir diversos niveles altitudinales de la cordillera de los andes, seleccionando tanto estaciones ubicadas en la zona occidental de la cordillera de los andes, como en la zona altiplánica. El periodo de análisis se definió desde septiembre de 1966 hasta agosto del 2008. El año hidrológico para la zona de estudio se inicia en septiembre y concluye en agosto, con lo cual los análisis se han realizado a partir de 42 años hidrológicos de información.

Se realizó el análisis exploratorio de la información pluviométrica, este análisis tiene la filosofía de investigar la data sin asunciones sobre su modelo probabilístico, distribución del error, número de grupos, relaciones entre las variables, etc; con el propósito de descubrir lo que la información nos pueda indicar acerca del fenómeno que estamos investigando. El objetivo del análisis exploratorio es examinar la data para verificar patrones y atributos que nos pueda ayudar a entender, analizar y modelar la información.

Se han construido gráficas de las series temporales de la precipitación a nivel de agregación mensual y anual, estas gráficas permiten determinar patrones en la información como son las tendencias, periodicidades o saltos.

Se han determinado los estadísticos básicos para la descripción de la información pluviométrica: media, desviación estándar, valores máximos, mínimos y sesgo. Los cálculos se han realizado para los valores mensuales y anuales.

Se determinaron los histogramas de frecuencia y las gráficas de distribución de probabilidades de la precipitación anual. Estas gráficas permiten condensar la información para entender características generales de la distribución como son: la forma, extensión o localización, sugiriendo posibles modelos probabilísticos, así como mostrar comportamientos inusuales.

Se han elaborado los diagramas *box plot* de la precipitación a nivel mensual, para las estaciones meteorológicas consideradas en el estudio. La figura 4.2 muestra el diagrama *box plot* de la precipitación mensual, de la estación Tacalaya. La gráfica se inicia en el mes de septiembre (1) y culmina en agosto (12), de forma correspondiente con el año hidrológico.

La construcción de un diagrama *box plot* requiere de 5 estadísticos: cuartiles a 0.25, 0.5 y 0.75, además de los límites máximos y mínimos definidos por las ecuaciones 4.2 y 4.3. La distancia entre la parte superior e inferior del diagrama es igual al rango intercuantil expresado en la ecuación 4.1.

$$RIC = \bar{q}_{0.75} - \bar{q}_{0.25} \quad (4.1)$$

La línea intermedia es la mediana, la cual si no está centrada indica el sesgo de la información. Los límites máximos y mínimos se definen mediante:

$$L \min = \bar{q}_{0.25} - 1.5RIC \quad (4.2)$$

$$L \max = \bar{q}_{0.75} + 1.5RIC \quad (4.3)$$

Datos fuera de ese rango se consideran como posibles errores en la información, que pueden proceder de datos incorrectamente registrados.

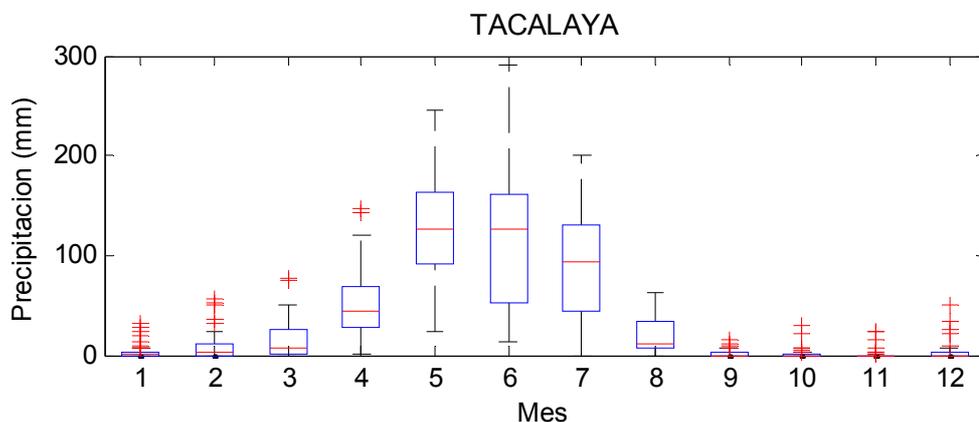


Figura 4.2 Diagrama box plot, precipitación mensual estación Tacalaya

En la figura se observa que la precipitación significativa se produce solo entre los meses de enero y marzo (5 – 7). Las precipitaciones de los meses de mayo a septiembre (9 -12, 1) son prácticamente nulas; los eventos esporádicos, se muestra en el diagrama *box plot* como valores fuera de rango.

4.3. Información Climatológica Global

Los índices climáticos utilizados han sido obtenidos de la NOAA Web site: <http://www.cdc.noaa.gov/>.

- Índice de Oscilación del Sur (SOI)
- Índice IMENSO
- Las temperaturas de la superficie del mar en el océano pacífico en la regiones Niño 1, Niño 1+2, Niño 3, Niño 3-4, y Niño 4.
- Las temperaturas de la superficie del mar en el Océano Atlántico Norte, Sur y Tropical.
- Oscilación Decadal del Pacífico (PDO)

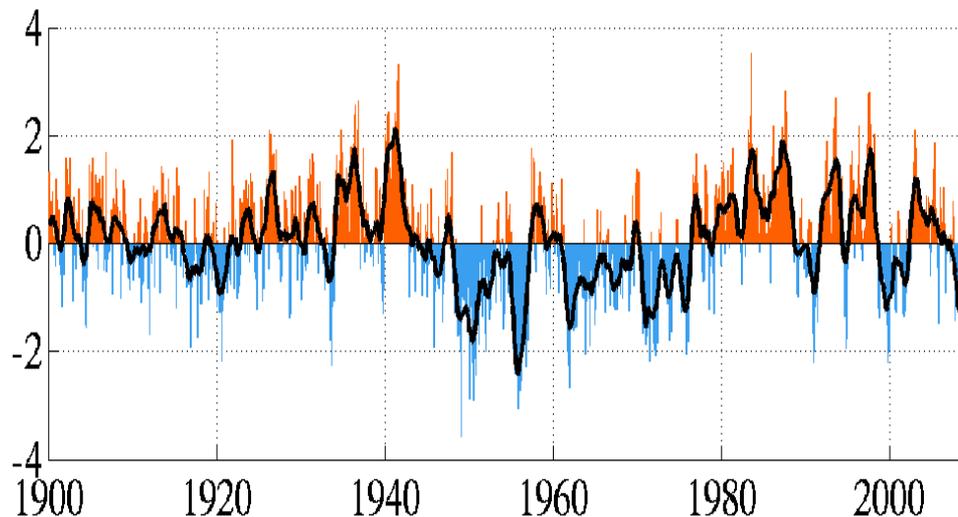


Figura 4.3 Índices climáticos: PDO 1900 – 2008,
Fuente: jisao.washington.edu

La información climatológica distribuida ha sido obtenidas del NCEP Reanalysis desarrollada por NOAA/OAR/ESRL PSD web site: <http://www.cdc.noaa.gov/>. Las variables seleccionadas son las siguientes:

- Altura geopotencial a 850 hPa, 500 hPa, 200 hPa (NCEP Reanalysis Pressure Level)
- Temperatura distribuida de la superficie del mar (NOAA Extended Reconstructed SST V3)

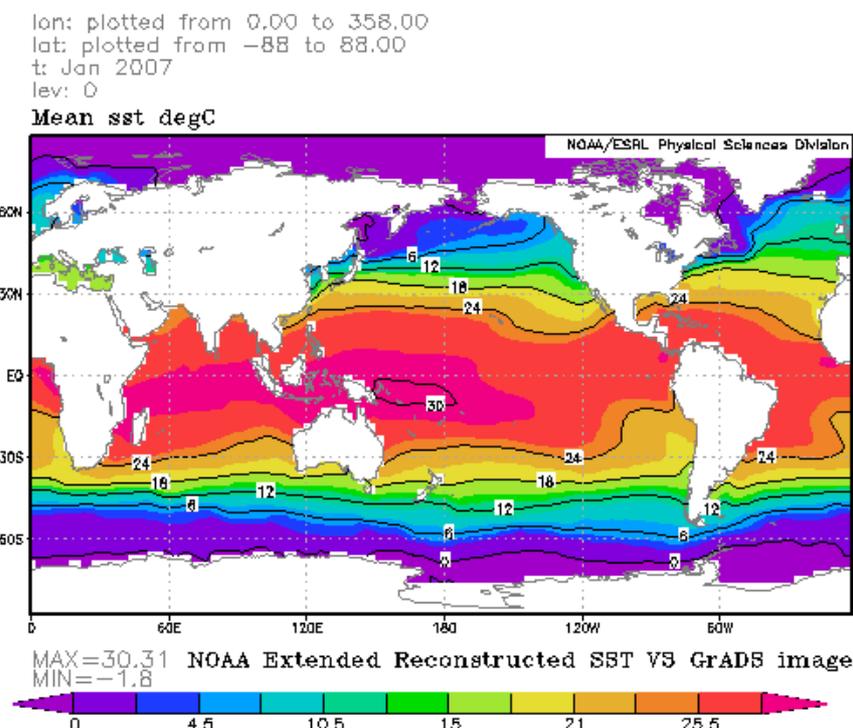


Figura 4.4 Información climatológica distribuida: Temperatura de la superficie del mar enero 2007, Fuente: cdc.noaa.gov

La información ha sido obtenida en el formato NetCDF (network Common Data Form) este formato ha sido desarrollado por Glenn Davis y Russ Rew (1988) del National Center for Atmospheric Research (NCAR) y del Unidata Program Center in Boulder, Colorado web site: <http://www.unidata.ucar.edu>. El NetCDF es un conjunto de interfaces orientados al manejo de información científica multivariada.

4.4. Cálculo del Índice Estandarizado de Precipitación

El índice estandarizado de Precipitación, o SPI por sus siglas en ingles, fue desarrollado por McKee et al (1993), para cuantificar a las sequías utilizando la precipitación. McKee utilizó la función gamma para ajustar la distribución de probabilidades de las series de precipitaciones, ya que según Thom (1966) y Young (1992) la distribución de probabilidades gamma, es la función que mejor ajusta las series de precipitación. La figura 4.3 muestra la función de densidad de probabilidades gamma, la cual es sesgada a la derecha, con el límite inferior cero.

La función de densidad de probabilidades gamma esta definida por:

$$g(x) = \frac{1}{\beta^\alpha \Gamma(\alpha)} x^{\alpha-1} \cdot e^{-x/\beta} \quad (4.4)$$

Donde: α y β son parámetros de la función de probabilidad gamma, los cuales son estimados para cada estación y para cada escala de tiempo. De acuerdo a Thom (1966) los valores de los parámetros α y β se determinan por el método de máxima verosimilitud mediante las siguientes ecuaciones:

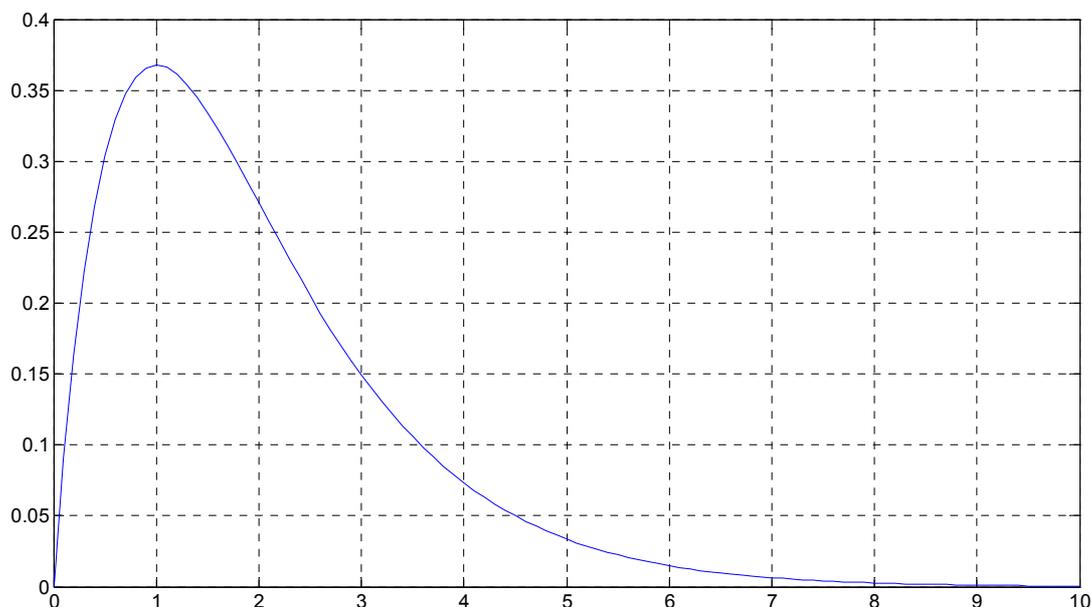


Figura 4.5 Función de Densidad de Probabilidades Gamma ($\alpha=2$, $\beta=1$)

$$\alpha = \frac{1}{4A} \left(1 + \sqrt{1 + \frac{4A}{3}} \right) \text{ Factor de forma} \quad (4.5)$$

$$\beta = \frac{\bar{x}}{\alpha} \text{ Factor de escala} \quad (4.6)$$

$$A = \ln(\bar{x}) - \frac{\sum \ln(x)}{n} \quad (4.7)$$

Donde:

- \bar{x} : Es la media de las precipitaciones
 n : Número de observaciones de precipitación

Estos parámetros son utilizados en el cálculo de la probabilidad acumulada de la precipitación observada. La función de distribución acumulada gamma esta expresada por:

$$G(x) = \int_0^x g(x) dx = \frac{1}{\beta^\alpha \Gamma(\alpha)} \int_0^x x^{\alpha-1} \cdot e^{-x/\beta} dx \quad (4.8)$$

Utilizando la transformación: $t = x/\beta$ la ecuación toma la forma de la función gamma incompleta:

$$G(x) = \frac{1}{\Gamma(\alpha)} \int_0^t t^{\alpha-1} \cdot e^{-t} dt \quad (4.9)$$

Dado que la función gamma incompleta es indefinida para $x=0$ y la distribución puede contener valores de precipitación igual a cero, la probabilidad acumulada se convierte en:

$$H(x) = q + (1 - q)G(x) \quad (4.10)$$

Donde q es la probabilidad estimada para un valor cero de precipitación. La probabilidad acumulada $H(x)$ es transformada a una variable normal Z con media 0 y varianza 1, mediante la aproximación de Abramowitz y Stegun (1965), que convierte la probabilidad acumulada a la equivalente de una variable normal estándar asociada al valor de SPI mediante:

$$Z = SPI = -\left(t - \frac{c_0 + c_1 t + c_2 t^2}{1 + d_1 t + d_2 t^2 + d_3 t^3} \right) \quad (4.11)$$

Para $0 < H(x) \leq 0.5$

$$Z = SPI = +\left(t - \frac{c_0 + c_1 t + c_2 t^2}{1 + d_1 t + d_2 t^2 + d_3 t^3} \right)$$

$$\text{Para } 0.5 < H(x) \leq 1.0 \quad (4.12)$$

Donde:

$$t = \sqrt{\ln\left(\frac{1}{(H(x))^2}\right)}$$

$$\text{Para } 0 < H(x) \leq 0.5 \quad (4.13)$$

$$t = \sqrt{\ln\left(\frac{1}{(1.0 - H(x))^2}\right)}$$

$$\text{Para } 0.5 < H(x) \leq 1.0 \quad (4.14)$$

$$c_0 = 2.515517$$

$$c_1 = 0.802853$$

$$c_2 = 0.010328$$

$$d_1 = 1.432788$$

$$d_2 = 0.189269$$

$$d_3 = 0.001308$$

La ventaja de este método es que el valor obtenido de $SPI = Z$ corresponde a una variable con distribución normal, la cual permite comparar diversas estaciones pluviométricas con diferentes rangos de precipitación, también es posible realizar comparaciones a lo largo del tiempo y a distintos niveles de agregación temporal.

4.5. Análisis de Correlación

El análisis de correlación se ha utilizado para determinar el grado de asociación entre el índice estandarizado de precipitación y los índices climáticos globales descritos en el capítulo 2. El objetivo es encontrar aquellos índices climáticos que tengan la mayor correlación con la variabilidad climática local y definirlos como indicadores de un modelo de predicción de sequías. Se ha utilizado el coeficiente de correlación de Pearson y el método no paramétrico de Kendall.

El coeficiente de correlación de Pearson r , es un indicador estadístico, ampliamente usado en la determinación del grado de asociación lineal de dos variables cuantitativas.

La covarianza de dos variables aleatorias se define como:

$$\text{Cov}(X, Y) = \sigma_{X,Y} = E[(X - \mu_X)(Y - \mu_Y)] \quad (4.15)$$

El coeficiente de correlación de Pearson para X e Y se define como:

$$\text{Corr}(X, Y) = r_{X,Y} = \frac{\text{Corr}(X, Y)}{\sigma_X \sigma_Y} = \frac{\sigma_{X,Y}}{\sigma_X \sigma_Y} \quad (4.16)$$

O por:

$$r_{X,Y} = \frac{\sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})(Y_i - \bar{Y})}{\left(\sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})^2 \right)^{1/2} \left(\sum_{i=1}^n (Y_i - \bar{Y})^2 \right)^{1/2}} \quad (4.17)$$

El índice de correlación r varía entre -1 y $+1$, un valor de $r = +1$, indica una relación positiva lineal perfecta, la relación positiva implica que si una variable aumenta la otra lo hace también. Un valor de $r = -1$ implica una relación negativa lineal perfecta; la relación negativa indica que si una de ellas se incrementa la otra disminuye. Valores de r menores a cero indican correlaciones negativas mientras que valores de r mayores a cero indican correlaciones positivas. Un valor de $r = 0$, indica que no existe una relación lineal, lo que no significa una total independencia entre las variables, puesto que podría existir relaciones no lineales entre las variables.

El coeficiente de correlación es significativo si se puede afirmar con cierto nivel de probabilidad, que es diferente de cero. La hipótesis nula H_0 , para variables aleatorias independientes y normales se calcula mediante la ecuación 4.18.

$$T_C = \frac{r\sqrt{n-2}}{\sqrt{1-r^2}} \quad (4.18)$$

Donde r es el coeficiente de correlación entre X e Y, n es el número de datos. La hipótesis nula H_0 se rechaza si $|T_C| > T_{1-\alpha/2, \nu}$, donde $T_{1-\alpha/2, \nu}$ es un punto en la distribución t de Student con $\nu - 2$ grados de libertad y una probabilidad de excedencia de $\alpha/2$.

Una alternativa para la determinación de la correlación es el método no paramétrico de Kendall, en el cual cada par de datos de datos (x_i, y_i) es comparado con otros datos (x_j, y_j) , donde $i, j = 1, 2, \dots, n$, la suma de Kendall se define como $S = P - M$, donde P es el número de casos donde

$y_i > y_j (i > j)$ y M es el número de casos donde $y_i < y_j (i > j)$, el estadístico τ_a , es estimado mediante:

$$\tau_a = \frac{S}{n(n-1)/2} \quad (4.19)$$

Para el caso de muestras grandes existe mayor probabilidad de empates o ligas entre los rangos de las observaciones, por lo que si existe n_x sets de casos empatados en la variable x , consistente en t_i observaciones ($i = 1, 2, \dots, n_x$) y n_y sets de casos empatados en la variable y consistente en s_i observaciones ($i = 1, 2, \dots, n_y$), el estadístico τ_b se calcula según:

$$\tau_b = \frac{2S}{\sqrt{\{n(n-1) - \sum_{i=1}^{n_x} t_i(t_i-1)\} \{n(n-1) - \sum_{i=1}^{n_y} s_i(s_i-1)\}}} \quad (4.20)$$

Al igual que el coeficiente de correlación de Pearson, los coeficientes τ_a y τ_b varían entre -1 y 1, el signo del coeficiente indica la pendiente de la relación y el valor absoluto del coeficiente, el grado de la relación.

Para muestras grandes, la significancia de la correlación se determina utilizando el estadístico Z_c que es una aproximación a una distribución normal.

$$Z_c = \frac{S}{\sqrt{Var(S)}} \quad (4.21)$$

Donde:

$$Var[S] = \frac{n(n-1)(2n+5) - \sum_x t_i(t_i-1)(2t_i+5) - \sum_y s_i(s_i-1)(2s_i+5)}{18}$$

$$+ \frac{\left[\sum_x t_i(t_i-1)(t_i-2) \right] \times \left[\sum_x s_i(s_i-1)(s_i-2) \right]}{9n(n-1)(n-2)} + \frac{\left[\sum_x t_i(t_i-1) \right] \times \left[\sum_x s_i(s_i-1) \right]}{2n(n-1)} \quad (4.22)$$

La hipótesis nula es rechazada al nivel de significancia α , si $|Z_c| > Z_{1-\alpha/2}$, donde $Z_{1-\alpha/2}$ es el valor en la distribución normal con una probabilidad de excedencia de $\alpha/2$.

La ventaja de este método es que no requiere asumir ninguna distribución de probabilidades; sin embargo, requiere de un número de datos importante.

4.6. Redes Neuronales

El desarrollo de las redes neuronales *ANNs* (*artificial neural networks*) se inició en la década del cuarenta, con los trabajos pioneros de McCulloch y Pitts, (1943), quienes desarrollaron la técnica con el deseo de entender el cerebro humano y emular su funcionamiento. Recién en la década del noventa los avances tecnológicos permitieron el resurgimiento de este campo, lo cual permitió el desarrollo de sofisticados algoritmos y poderosas herramientas de cálculo multivariado.

Una gran cantidad de trabajos han demostrado el potencial de las redes neuronales en la adquisición, representación y cálculo en espacios multivariados, Wasserman (1989). Matemáticamente una red neuronal se considera como un aproximador universal. Su habilidad para identificar las relaciones entre patrones de información hace que las redes neuronales puedan resolver complejos problemas de gran escala como el reconocimiento de patrones, modelamiento no lineal, clasificación y control, McCulloch and Pitts (1943).

Las redes neuronales han sido aplicadas con buenos resultados en distintos campos de la ciencia, como la física, la ingeniería biomédica, la ingeniería eléctrica, la acústica, la robótica, el procesamiento de imágenes, el reconocimiento de voz, las finanzas y otros.

En el campo de los recursos hídricos, se han realizado aplicaciones en el desarrollo de modelos de precipitación-escorrentía, pronóstico de caudales, modelamiento de agua subterránea, calidad de aguas, políticas de gestión de recursos hídricos, pronóstico de precipitaciones, operación de reservorios y otros.

Según la ASCE (2000) una *ANN* es un sistema de procesamiento de información distribuido en paralelo, que emula las características biológicas del cerebro humano. El procesamiento de la información se desarrolla en muchos elementos simples llamados nodos o unidades, las señales se propagan entre los nodos mediante conexiones. La intensidad de la conexión es representada mediante un valor o peso numérico. El proceso de aprendizaje generalmente se desarrolla mediante la actualización o ajuste de los pesos.

A cada nodo; generalmente, se le aplican transformaciones no lineales denominadas funciones de activación, que se asignan a la entrada neta del nodo, para producir una señal de salida. Estas funciones de activación le confieren a la red neuronal capacidades para el manejo de relaciones no lineales. Las unidades que se encuentran conectadas al ambiente externo se definen como unidades de entrada y de salida, los pesos son modificados de manera tal que el comportamiento Entrada/Salida de la red se ajuste a lo observado en el ambiente.

Las características intrínsecas de las redes neuronales las convierte en herramientas eficaces para la solución de problemas de pronóstico. Opuestas a los métodos tradicionales, basados en modelos; las redes neuronales son métodos adaptativos conducidos por la información en los que no se requiere

de asunciones a priori acerca de los problemas bajo estudio. Ellas pueden aprender de ejemplos y capturar relaciones ocultas o leyes que gobiernan el proceso. El problema de los modelos conducidos por la información, es que estas reglas subyacentes generalmente no son evidentes debido a que las observaciones tienen componentes de ruido. Sin embargo, son sistemas prácticos y en muchos casos la única forma factible de resolver problemas reales.

Las redes neuronales son funciones de aproximación universales. Esta demostrado que una red neuronal con tres capas y el número adecuado de nodos o unidades elementales de proceso en su capa oculta, tiene la capacidad de poder aproximar cualquier función continua con el grado de precisión requerido, Funahashi, K. (1989).

Métodos tradicionales para la predicción de series temporales como los modelos Box-Jenkins o ARIMA, Box and Jenkins (1976), Parkratz (1983), asumen que las series generadas proceden de procesos lineales. Estos modelos tienen la ventaja que pueden ser entendidos y analizados a gran detalle, siendo factibles de implementar; sin embargo, pueden ser totalmente inapropiados si los mecanismos intrínsecos del sistema son no lineales.

La capacidad de generalización tras el proceso de aprendizaje permite que las redes neuronales puedan producir respuestas adecuadas de data no observada por la red, incluso si la información utilizada en el entrenamiento contiene ruido; por este motivo, la red neuronal es ideal para ser utilizada como predictor del comportamiento futuro (data no observada por la red) en función del comportamiento pasado.

Se dice que una red tiene la capacidad de generalizar, cuando clasifica de forma correcta vectores que no han estado en el conjunto de ejemplos de entrenamiento. La capacidad de generalización se puede cuantificar a partir de la precisión con la que se realizan dichas clasificaciones. Si consideramos que el proceso real es una función próxima a las posibles funciones que la red neuronal puede implementar y determinamos que el ajuste realizado sobre el conjunto de datos de entrenamiento es lo suficientemente bueno, se puede afirmar que se ha encontrado una relación; en principio oculta, entre las entradas y salidas, comprobándose que el ajuste en los datos de verificación es óptimo.

4.6.1. Elementos de la Red Neuronal

Las redes neuronales artificiales, pueden clasificarse en función al número de capas que contienen en: simples (redes de Hopfield), bycapa, multicapa; así como, por la dirección del flujo de información en: redes *feedforward* y redes recurrentes.

Los nodos están organizados en capas. Los que reciben los estímulos del medio ambiente y lo distribuyen a la red se ubican en la primera capa. Los nodos de salida generan la respuesta de la red y se ordenan en la capa final.

Entre la capa de entrada y la de salida están ubicados los nodos ocultos, los cuales se distribuyen en una o más capas. La respuesta de un nodo depende de las señales de entrada, procedentes de los nodos ubicados en las capas previas, de los pesos de las conexiones y de la función de activación correspondiente. En las redes alimentadas hacia adelante (*feedforward*) el flujo de la información pasa desde la capa de entrada hacia la capa de salida, mientras que en las redes neuronales recurrentes, el flujo de la información puede circular en ambos sentidos; con lo cual, ciertos nodos de la capa de salida pueden retroalimentar a la red, siendo sus salidas conectadas a la capa de entrada.

En la mayoría de las redes, la primera capa se denomina capa de entrada, la cual está conformada por nodos pasivos, que no tienen la capacidad de modificar las señales recibidas. Estos nodos tienen la función de proporcionar información a la red, procedente del sistema a modelar. La capa final contiene los nodos de salida, que producen los valores predichos por la red y representan la respuesta del modelo.

Las capas ocultas se encuentran ubicadas entre la capa de entrada y la de salida, no teniendo conexión directa con el medio exterior a la red. El número de capas ocultas y el número de nodos en cada capa oculta se determina a partir de procedimientos de prueba y error. Los nodos se relacionan con nodos de otras capas mediante conexiones; las cuales, tienen asignados valores numéricos o pesos que indican el grado de relación entre los nodos.

La siguiente figura muestra una red de tipo *feedforward* de tres capas, este tipo de red ha sido ampliamente utilizado en diversos problemas. X representa el vector de datos de entrada las cuales influyen en el comportamiento del sistema, Y representa el vector de variables de respuesta del sistema.

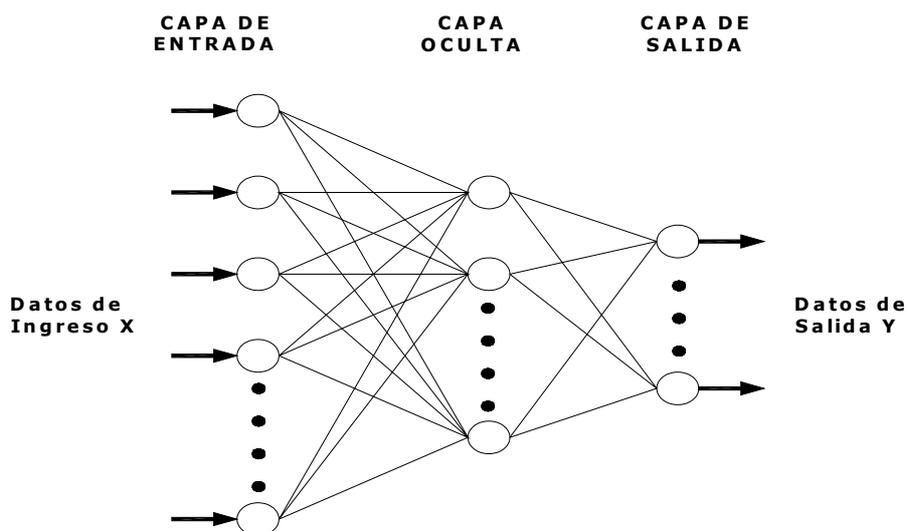


Figura 4.6 Red *feedforward* de tres capas

Las operaciones que se realizan en los nodos están limitadas solo a dos funciones. La función PSP (*post-synaptic-potential*) y AF (*activation function*).

La Figura 4.6 muestra los elementos del nodo j , las entradas al nodo están definidas por el vector $X = (x_1, \dots, x_i, \dots, x_n)$, los valores de X provienen de los datos de entrada a la red o de las salidas de otros nodos. El vector de pesos es $W_j = (w_{1,j}, \dots, w_{i,j}, \dots, w_{n,j})$, $w_{i,j}$ representa el grado de conexión entre el nodo i y el j . b_j se denomina umbral o *bias*. La respuesta del nodo y_j se determina utilizando siguiente operación:

$$y_j = f(X.W_j - b_j) \quad (4.23)$$

Donde $(X.W_j - b_j)$ representa la combinación lineal de los pesos y las entradas (función PSP), b_j es el término independiente. f es la llamada función de activación (función AF) o función de transferencia, que determina la respuesta del nodo a las señales de entrada recibidas. En general, las funciones de activación introducen grados de no linealidad a la red neuronal.

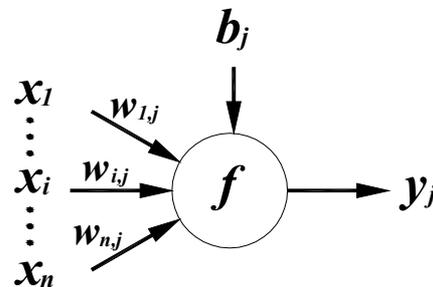


Figura 4.7 Diagrama esquemático del nodo j

Las funciones de activación generalmente utilizadas son:

- Función logística: $f(x) = \frac{1}{(1 + e^{-x})}$ (4.24)

- Función tangente hiperbólica: $f(x) = \frac{(e^x - e^{-x})}{(e^x + e^{-x})}$ (4.25)

- Función seno o coseno: $f(x) = \text{sen}(x)$ ó $f(x) = \text{cos}(x)$ (4.26)

- Función identidad: $f(x) = x$ (4.27)

4.6.2. Normalización de los Datos

A fin de acelerar los procesos de aprendizaje de la red, es recomendable que a los datos de entrada se les realice un preprocesamiento o normalización. Las siguientes formulas son generalmente aplicadas en la normalización de los datos de entrada:

- Transformación lineal entre [0, 1]:

$$x_n = \frac{(x_0 - x_{\min})}{(x_{\max} - x_{\min})}, \text{ Lapedes and Farber, (1988)} \quad (4.28)$$

- Transformación lineal entre [a, b]:

$$x_n = (b - a) \frac{(x_0 - x_{\min})}{(x_{\max} - x_{\min})} + a, \text{ Srinivasan et al, (1994)} \quad (4.29)$$

- Normalización estadística:

$$x_n = \frac{(x_0 - \bar{x})}{s}, \text{ Weigend et al, (1992)} \quad (4.30)$$

- Normalización simple:

$$x_n = \frac{x_0}{x_{\max}}, \text{ Lachter-macher and Fuller, (1995)} \quad (4.31)$$

Donde: x_0 y x_n representan la data sin procesar y la normalizada, x_{\min} , x_{\max} , \bar{x} y s representan el mínimo, máximo, promedio y la desviación estándar de los datos respectivamente.

El proceso de normalización de los datos de salida generalmente es independiente al de los datos de entrada, aunque para el pronóstico de series temporales se recomienda que la normalización sea de forma conjunta entre los datos de entrada y los datos objetivo. Debe de tenerse en cuenta en el proceso de normalización, los rangos de salidas de las funciones de activación de los nodos. El rango de salida de la función logística es de [0, 1], el de la tangente hiperbólica es de [-1, 1]. Varios estudios utilizan rangos de normalización que varían de [0.1, 0.9], Srinivasan et al (1994), o [0.2, 0.8], Tang and Fishwick (1993), para funciones logísticas, basado en que las funciones de activación tienen límites asintóticos y para no limitar la capacidad de extrapolación de la red.

Se debe considerar que cuando se utilizan datos normalizados, los valores de salida de la red se encuentran escalados en el rango de normalización, por lo que para evaluar la bondad del modelo se deben reescalar los datos.

4.6.3. Inicialización de los Pesos

Los métodos de entrenamiento de las redes neuronales basados en el descenso del gradiente, son técnicas de búsqueda local que tienen la

posibilidad de quedar atrapadas en zonas de la superficie de error, en donde el gradiente es nulo, condición que asegura que se ha encontrado un mínimo, pero no asegura que sea un mínimo global, por lo que la determinación de los pesos iniciales será muy importante en la definición de la calidad del mínimo encontrado y el número de iteraciones requeridas en la búsqueda.

La asignación de valores aleatorios a los pesos de una red es un método ampliamente utilizado en la inicialización de la red; sin embargo, diversos investigadores como Nguyen y Widrow (1990) han demostrado su inconveniencia. En efecto, iniciar el proceso de entrenamiento con valores aleatorios para los pesos y el *bias*, puede conducir a una situación en la que, numerosas neuronas contribuyan muy poco al desempeño de la red y su actualización durante el proceso de entrenamiento sea inútil, limitando la red y haciéndola parsimoniosa de forma innecesaria, con la inseguridad que los nodos restantes sean suficientes para representar adecuadamente el sistema modelado.

La elección de los pesos y *bias* influyen en lograr que la red llegue a encontrar el óptimo global o no, así como en la rapidez de convergencia. Debido a las características de las funciones de activación, es necesario evitar que los pesos iniciales hagan próxima a cero las activaciones o sus derivadas; por lo cual, los pesos y *bias* iniciales no deben de ser muy grandes, para evitar que las neuronas se saturen y su derivada sea cero; ni muy bajas, para evitar activaciones próximas a cero.

El algoritmo de Nguyen y Widrow ha sido utilizado en la inicialización de los pesos y *bias* de las redes neuronales desarrolladas en el presente estudio. Este algoritmo asume que los pesos se ajustan dividiendo la región a predecir en pequeñas zonas. Por lo que para acelerar la convergencia de proceso, se asigna desde el principio a cada uno de los pesos su propio intervalo de inicio del entrenamiento. Estos intervalos individuales se traslapan ligeramente y durante el proceso de entrenamiento se va reajustando su rango de acción.

El algoritmo de Nguyen y Widrow tiene la siguiente secuencia:

Determinar:

$$\beta = 0.7 p^{1/n} \quad (4.32)$$

Donde p es el número de nodos ocultos, y n es el número de entradas a la red.

Para cada nodo oculto j se determina el peso preliminar $w_{i,j}(prel)$ con todos los nodos de entrada i , el valor de $w_{i,j}(prel)$ se determina aleatoriamente en el rango $[-0.5, 0.5]$

Se determina:

$$\tau = \sqrt{\sum_{i=1}^{i=n} w_{i,j}(\text{prel})^2} \quad (4.33)$$

Inicializando cada peso mediante:

$$w_{i,j} = \frac{\beta \cdot w_{i,j}(\text{prel})}{\tau} \quad (4.34)$$

La inicialización del *bias* $w_{0,j}$, se realiza con un valor determinado aleatoriamente en el rango $[-\beta, \beta]$

4.6.4. Medidas de la Bondad del Modelo

El comportamiento de la red se evalúa comparando la precisión de los valores generados por la red tras el proceso de entrenamiento. Se han definido índices del error, los cuales nos permitirán definir criterios para la finalización del proceso de entrenamiento y realizar comparaciones entre distintos modelos.

Entre los índices más empleados tenemos:

- Error absoluto medio (MAD= *mean absolute deviation*)

$$MAD = \frac{\sum |e_i|}{n} \quad (4.35)$$

- Error cuadrático (SSE= *sum of squared error*)

$$SSE = \sum (e_i)^2 \quad (4.36)$$

- Error cuadrático medio (MSE= *mean squared error*)

$$MSE = \frac{\sum (e_i)^2}{n} \quad (4.37)$$

- Raíz de error cuadrático medio (RMSE= *Root mean squared error*)

$$RMSE = \sqrt{MSE} \quad (4.38)$$

Donde: e_i es la diferencia entre el valor predicho por la red y el valor observado, n es el número de datos.

Existen otros índices que penalizan las dimensiones de la red como:

ACI (*Akaike Information Criteria*)

$$AIC = m \cdot \ln(RMSE) + 2 \cdot n \quad (4.39)$$

Donde: m es el número de patrones de entrenamiento y n es el número de parámetros libres a estimar por el modelo.

4.6.5. Algoritmos de Entrenamiento

El objetivo de una red neuronal es “generalizar” una función de la forma:

$$Y^n = f(X^m, p) \quad (4.40)$$

Donde Y^n , es el vector n dimensional de salidas y X^m , es el vector m dimensional de entradas, p representa los parámetros de la red.

El proceso de entrenamiento consiste en un problema de minimización no lineal de la función de error, a partir de la modificación de los pesos de la red. La existencia de diversos métodos de optimización tiene como consecuencia la existencia de diversos algoritmos de entrenamiento. Sin embargo, a la fecha no existe ningún método que garantice un óptimo global ya que todos los métodos de optimización tienen la posibilidad de quedar atrapados en mínimos locales.

El método de aprendizaje mas popular en redes de varias capas se conoce como retropropagación (*backpropagation*), fue desarrollado por Bryson y Ho en 1969, y desarrollado también en la tesis doctoral no publicada de Werbos P. (1974). Este método permaneció ignorado hasta mediados de los 80, saliendo a la luz con el trabajo de Rumelhart, D. E., Hinton, G. E., y Williams, R. J. denominado, *Learning internal representation by error propagation*. (1986). El método está basado en la minimización de la función de error, mediante el ajuste de los pesos de la red. Se utiliza la técnica del descenso del gradiente, en el cual se determina la respuesta de la red a los datos de entrada para los patrones de entrenamiento, estos valores se comparan con los datos deseados determinándose el error mediante la evaluación de la función de error seleccionada, la cual generalmente es la suma cuadrática del error, luego el error es propagado hacia atrás a través de cada nodo de la red, mediante la siguiente ecuación:

$$\Delta w_{ij}(n) = -\varepsilon \cdot \frac{\partial E}{\partial w_{ij}} + \alpha \cdot \Delta w_{ij}(n-1) \quad (4.41)$$

Donde $\Delta w_{ij}(n)$ y $\Delta w_{ij}(n-1)$ es el ajuste realizado al peso de la conexión entre los nodos i y j , para la época n y $n-1$ respectivamente. ε y α son los denominados ratio y momento de entrenamiento. El momento puede acelerar el entrenamiento en zonas donde la superficie de error es plana y ayuda en evitar oscilaciones en los pesos. Un valor pequeño del ratio de

entrenamiento supone una aproximación lenta hacia el mínimo, mientras que un valor grande acelera la búsqueda del mínimo; sin embargo, puede generar problemas de aproximaciones. El ratio de entrenamiento es importante en evitar que el proceso de entrenamiento se ubique en un mínimo local.

El método de propagación posterior tiene dos fases, la primera consistente en la determinación de la respuesta de la red a partir de los datos de entrada y la posterior evaluación del error. La segunda fase consiste en propagar el error hacia los nodos de inicio modificando los pesos de las conexiones utilizando la ecuación 4.41.

Levenberg-Marquardt es un método iterativo de optimización, que utiliza de forma similar a los algoritmos de quasi-Newton (método de la secante) un gradiente de segundo orden, expresado en una aproximación de la matriz Hessiana, con lo cual se logra incrementar considerablemente la velocidad del entrenamiento.

Cuando la función de evaluación del comportamiento de la red es la suma cuadrática del error, la matriz Hessiana puede ser aproximada como:

$$H = J^T . J \quad (4.42)$$

Y el gradiente puede obtenerse por:

$$g = J^T . \varepsilon \quad (4.43)$$

Donde J es la matriz Jacobiana, la cual contiene las primeras derivadas de los errores de la red con respecto a los pesos y al *bias*, y ε es el vector de errores. Esta aproximación permite un ahorro computacional importante en la determinación de la matriz Hessiana.

La matriz Jacobiana para un nodo se escribe como:

$$J = \begin{bmatrix} \frac{\partial \varepsilon_1}{\partial w_1} & \dots & \frac{\partial \varepsilon_1}{\partial w_n} & \frac{\partial \varepsilon_1}{\partial w_0} \\ \vdots & & \vdots & \vdots \\ \frac{\partial \varepsilon_p}{\partial w_1} & \dots & \frac{\partial \varepsilon_p}{\partial w_n} & \frac{\partial \varepsilon_p}{\partial w_0} \end{bmatrix} \quad (4.44)$$

El método determina la nueva configuración de pesos mediante:

$$w_{k+1} = w_{k+1} - [J^T . J + \mu . I]^{-1} . J^T . \varepsilon \quad (4.45)$$

Donde: w es el vector de pesos, w_0 es el *bias* y ε es el vector de errores, μ es un escalar que cuando es igual a cero, la expresión 4.45 se convierte en

la del método de Newton modificado, utilizando la aproximación 4.42 para el cálculo de la matriz Hessiana.

Cuando μ se incrementa, el algoritmo es similar al método de descenso de gradiente, es decir de lenta aproximación, por lo que el objetivo es reducir el valor de μ para tender al método de Newton. El método considera inicialmente asignar un valor pequeño para μ y generalmente se asigna $\mu=0.001$, si el valor de la función de minimización disminuye, se acepta la disminución del error y el valor de μ se disminuye, si por el contrario el error aumenta μ se incrementa y se evalúa nuevamente la expresión 4.45. Este procedimiento se realiza repetidamente haciendo variar los valores de μ hasta llegar a un valor aceptable del error.

El método de *Levenberg-Marquardt* es uno de los de mayor rapidez de aprendizaje y esta recomendado para redes de un tamaño moderado de nodos.

El principal inconveniente del método de *Levenberg-Marquardt* es el elevado requerimiento de memoria para su implementación, debido a que las dimensiones de la matriz Jacobiana son de orden $m \times n$ donde m es el número de muestras utilizadas en el entrenamiento y n es el número total de parámetros de la red (pesos y *bias*).

Levenberg-Marquardt es el método que ha sido utilizado en el entrenamiento de las redes neuronales desarrolladas en el presente estudio.

Capítulo 5

ANÁLISIS Y RESULTADOS

5.1. Análisis de la Precipitación

Las precipitaciones que se producen en la franja costera del Perú son prácticamente nulas, recién a partir de los 3000 msnm la lluvia es significativa representando en términos reales, la totalidad de la precipitación disponible en las cuencas del Pacífico. Las estaciones pluviométricas consideradas en el estudio, están ubicadas en altitudes que oscilan entre los 3,150 y 4,450 m.s.n.m. por lo que son un buen indicador de la disponibilidad de los recursos hídricos de la región.

El análisis de las precipitaciones se ha realizado utilizando información pluviométrica de la red de estaciones meteorológicas de la empresa Southern Perú, las cuales están ubicadas tanto en el franco occidental de la cordillera de los andes, como en la zona altiplánica del sur peruano.

El periodo de análisis se ha establecido en función de la disponibilidad de información pluviométrica. A partir de la longitud de los registros históricos disponibles, el periodo de análisis se ha definido desde septiembre de 1966 hasta agosto del 2008.

Ha sido necesario completar la información de las estaciones meteorológicas de Toquepala y Cuajone. De los 504 registros mensuales se han completado 3 registros para la estación de Toquepala y 32 registros para la estación de Cuajone, lo que representa un 0.6 % y 6.3 % del total de información, respectivamente. Para el proceso de completado de la información se ha utilizado el método de regresión lineal múltiple. Debido a la mínima cantidad de datos faltantes y al bajo nivel de aporte a la precipitación areal de las estaciones de Toquepala y Cuajone, asegura la calidad de la información disponible.

La definición del año hidrológico se ha realizado conforme a lo indicado por el INRENA (institución rectora de las normas en recursos hídricos en el Perú) el cual inicia en septiembre y culmina en agosto.

La figura 5.1 muestra las series temporales de la precipitación mensual para el periodo de análisis, se observa el menor valor de precipitaciones de las estaciones de Toquepala y Cuajone lo cual está explicado por su menor altitud y su ubicación occidental con respecto a las demás estaciones. Se observa una correlación positiva entre la altitud y el nivel de las precipitaciones.

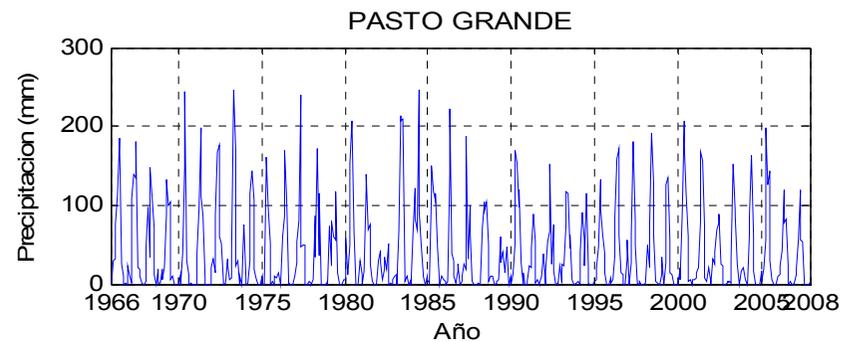
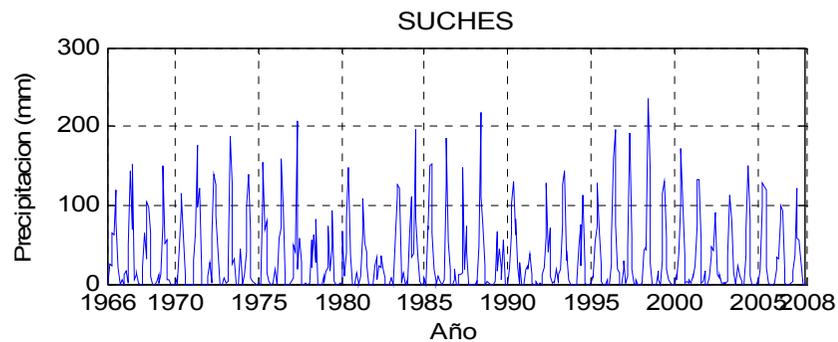
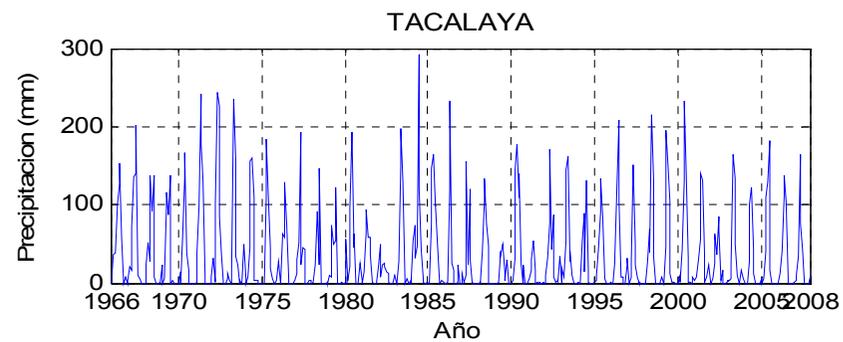
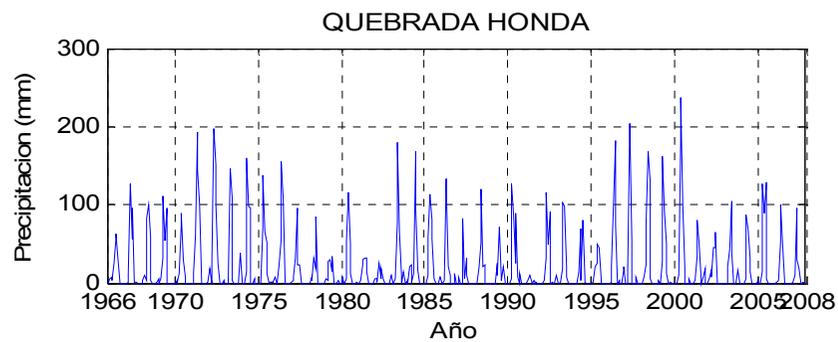
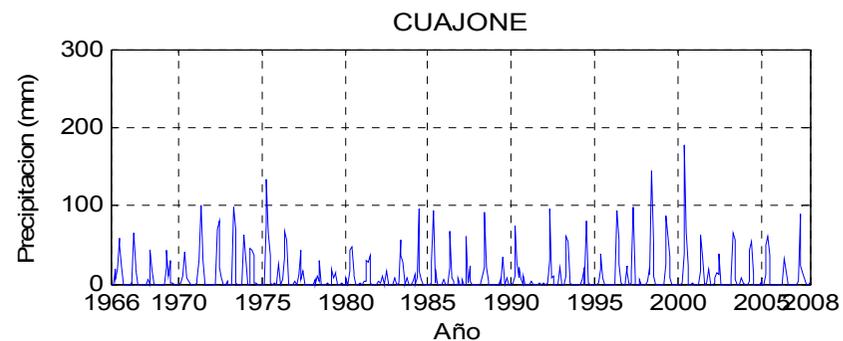
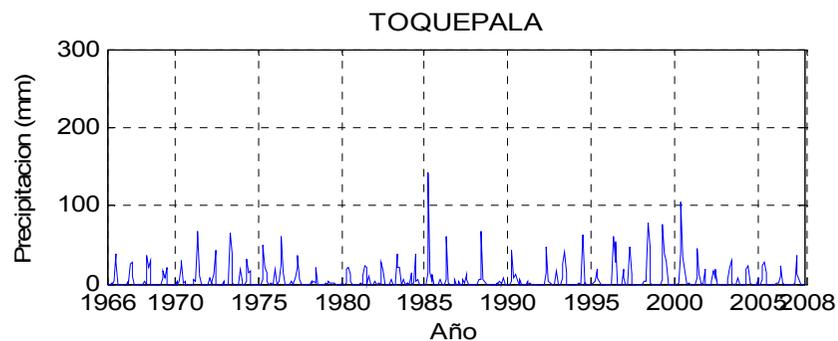


Figura 5.1 Precipitación mensual

Capítulo 5: Análisis y Resultados

AÑO	ENERO	FEBRERO	MARZO	ABRIL	MAYO	JUNIO	JULIO	AGOSTO	SEPTIEMBRE	OCTUBRE	NOVIEMBRE	DICIEMBRE	MAX.	TOTAL ANU mm.	P.HUMEDO (Ener-Abril)
	PREC.	PREC.	PREC.	PREC.	PREC.	PREC.	PREC.	PREC.	PREC.	PREC.	PREC.	PREC.			
TOQUEPALA															
PROM.	25.3	30.0	14.5	1.0	0.4	0.4	0.9	1.3	1.0	0.4	1.5	7.0	43.6	83.1	72.3
D.STD.	23.3	28.8	16.6	3.8	1.5	1.4	3.4	4.3	2.9	1.3	3.4	20.6	31.6	55.2	49.6
MIN.	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	2.2	8.0	0.4
MAX.	104.9	137.7	78.6	25.9	9.6	7.8	19.5	19.1	18.0	7.3	14.6	143.0	143.0	214.6	198.3
SESGO	1.16	1.59	1.99	6.10	4.96	4.04	4.41	3.71	4.42	4.15	3.07	6.10	1.43	1.06	1.13
CUAJONE															
PROM.	44.8	40.7	25.1	2.7	0.3	0.8	0.9	2.9	1.8	0.5	1.6	11.0	68.3	133.9	112.8
D.STD.	33.7	39.8	19.3	5.4	1.3	2.5	3.3	10.6	5.0	1.6	3.9	17.0	34.9	63.9	61.4
MIN.	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	15.9	25.2	0.0
MAX.	133.8	178.2	80.6	22.4	8.0	11.0	18.7	63.4	25.7	7.0	19.5	77.2	178.2	310.4	306.8
SESGO	0.66	1.57	0.91	2.74	5.98	3.10	4.57	4.96	3.56	3.32	3.25	2.80	1.03	0.80	0.88
QUEBRADA HONDA															
PROM.	86.3	80.8	55.7	6.1	0.9	1.6	1.2	2.0	1.5	2.1	3.4	23.8	118.6	271.9	233.3
D.STD.	54.4	57.4	35.7	6.9	3.3	4.4	3.9	6.3	3.9	4.4	5.2	28.6	49.6	118.9	111.6
MIN.	6.4	1.6	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	19.6	47.3	14.9
MAX.	203.6	237.0	130.0	24.5	18.9	21.3	18.4	37.9	21.5	20.2	23.9	134.1	237.0	545.3	537.9
SESGO	0.48	0.59	0.20	1.00	4.72	3.20	3.70	4.74	3.67	2.92	2.05	2.46	0.10	0.27	0.50
TACALAYA															
PROM.	122.5	121.3	86.2	18.6	3.0	2.1	1.6	3.8	6.3	8.6	17.8	56.2	162.1	447.8	348.7
D.STD.	62.1	63.2	47.7	17.8	6.6	5.4	4.9	9.0	11.0	13.3	21.7	36.0	48.5	135.3	118.7
MIN.	2.1	13.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	1.5	27.6	111.4	72.1
MAX.	252.4	291.7	201.0	63.1	41.0	29.4	24.1	50.7	54.0	56.0	89.4	156.8	291.7	736.4	594.2
SESGO	0.15	0.12	0.11	0.81	4.02	3.63	3.87	3.71	2.45	2.26	1.64	1.00	0.09	0.02	-0.20
SUCHES															
PROM.	102.9	96.9	71.8	19.4	2.8	3.1	1.5	3.4	4.4	8.8	22.0	52.5	133.6	389.5	291.0
D.STD.	50.8	51.1	34.6	16.4	5.9	8.8	4.8	7.3	6.9	13.8	25.6	27.8	39.4	103.3	92.3
MIN.	10.5	12.7	0.4	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	4.0	55.5	145.7	51.4
MAX.	218.5	235.9	151.9	79.0	37.5	56.2	23.4	45.0	28.8	66.0	110.4	125.0	235.9	602.1	450.3
SESGO	0.27	0.35	0.04	1.26	4.18	4.71	3.58	4.10	1.81	2.74	1.60	0.90	0.44	-0.11	-0.34
PASTOGRANDE															
PROM.	125.0	123.1	87.2	29.0	6.4	4.4	2.3	7.3	10.4	13.2	32.2	72.3	165.6	512.7	364.3
D.STD.	54.1	60.5	46.0	23.0	14.1	9.7	5.4	13.6	13.4	17.0	43.2	43.6	45.4	147.3	111.3
MIN.	19.3	22.9	1.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	4.6	66.8	221.9	124.9
MAX.	245.5	245.5	209.9	83.5	102.5	46.0	25.4	75.5	60.0	73.5	263.0	213.5	263.0	935.0	670.0
SESGO	0.30	0.20	0.57	0.63	5.64	3.07	2.77	2.97	1.93	1.86	3.12	1.08	0.11	0.83	0.37

Tabla 5.1 Estadísticos básicos de las series de precipitación

Las siguientes gráficas muestran la serie temporal, los histogramas y los diagramas de la probabilidad de la precipitación anual.

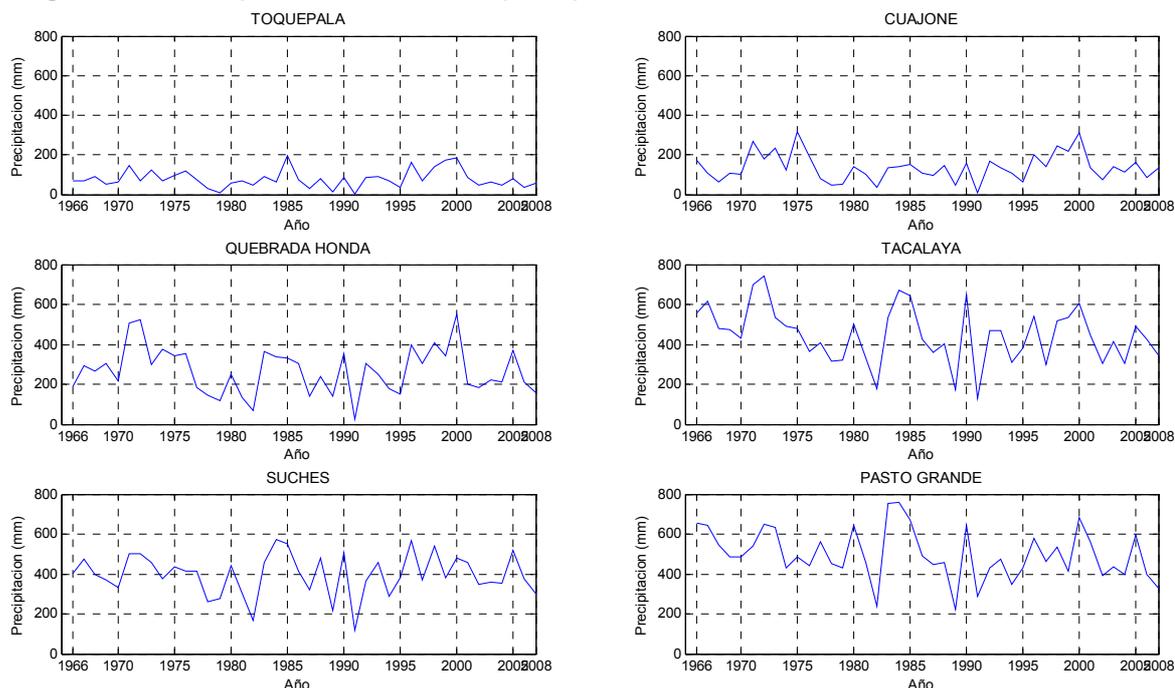


Figura 5.2 Precipitación acumulada anual

Se observa en las estaciones de mayor altitud (Quebrada Honda, Tacalaya, Suches y Pasto grande) las series temporales tienen valores máximos y mínimos correspondientes, lo que significa que cuando se producen años “húmedos” las lluvias se presentan en todas las estaciones, de igual forma sucede en el caso de años “secos” la precipitación es deficitaria en todas las estaciones.

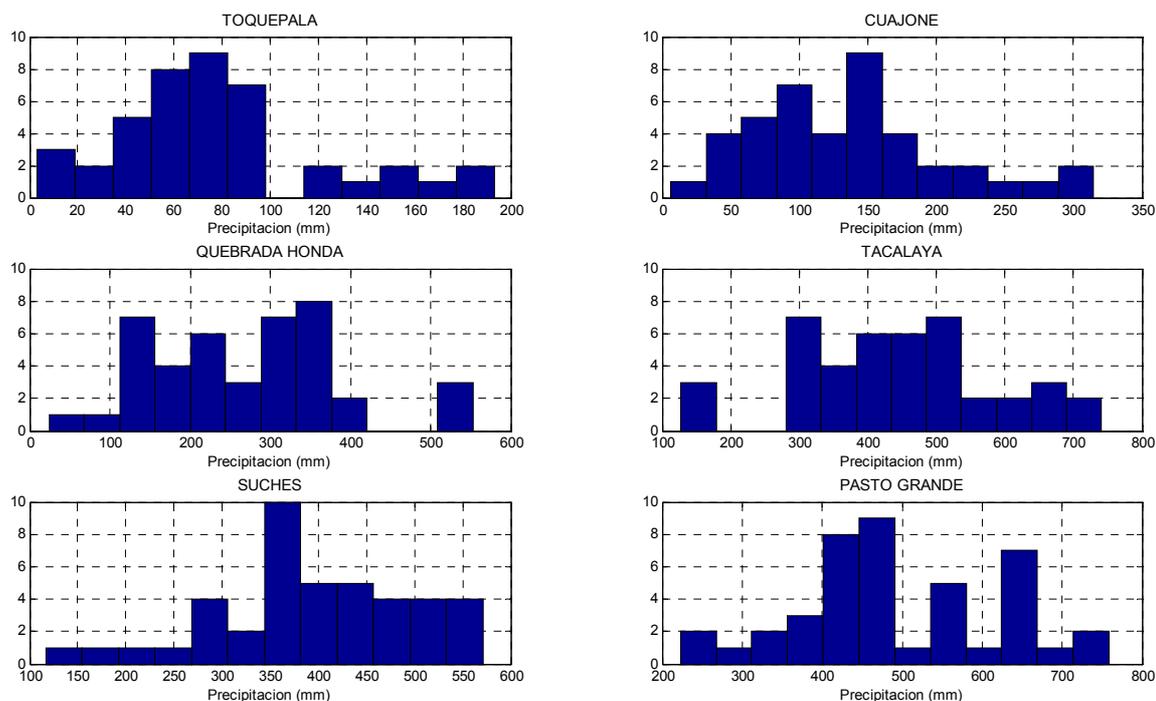


Figura 5.3 Histograma de frecuencia de la precipitación acumulada anual

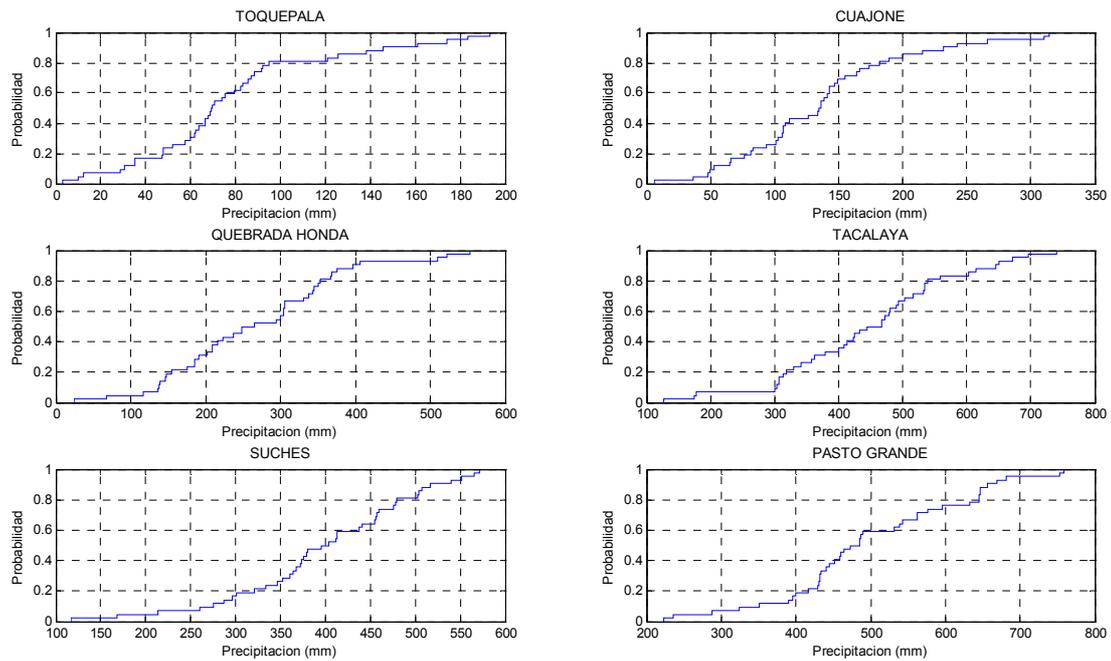


Figura 5.4 Distribución de probabilidad, precipitación anual

Se ha desarrollado también diagramas “*box plot*” de las series de precipitación a nivel mensual, en la figura 5.5, (1) corresponde al mes de septiembre y (12) al de agosto de acuerdo con el año hidrológico.

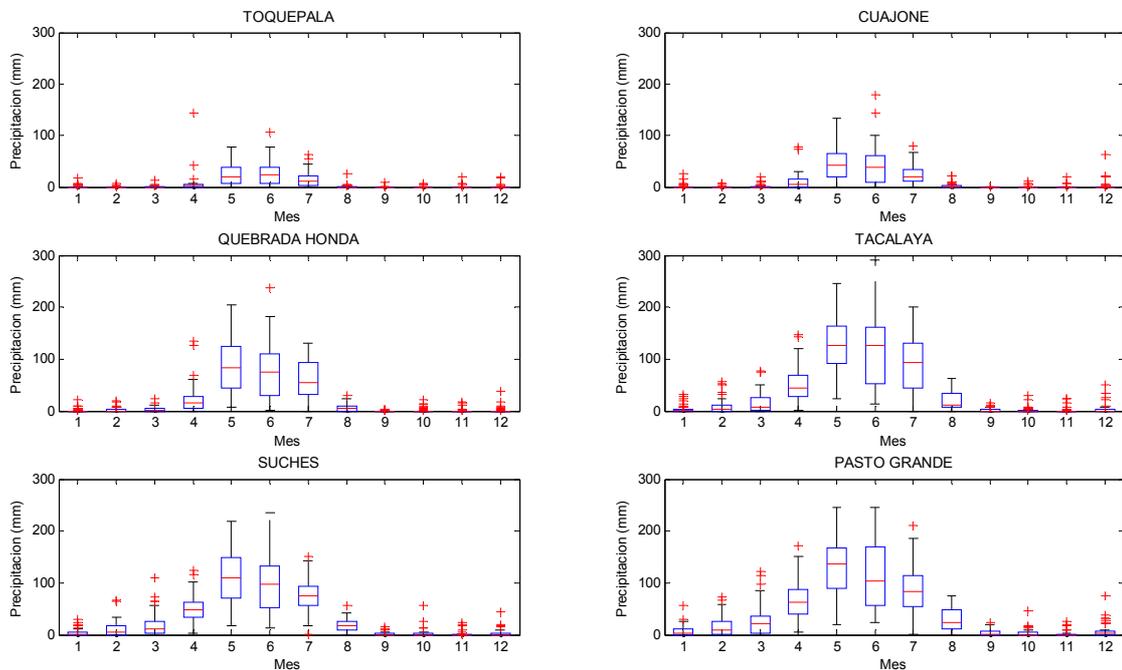


Figura 5.5 Diagrama *box plot*, precipitación mensual

En la figura 5.5 se observa la marcada temporalidad de las precipitaciones, las cuales se presentan de forma significativa solo entre los meses de diciembre a abril, siendo los meses de enero y febrero en los que ocurre la

mayor precipitación. En la figura se observan también precipitaciones que se producen fuera de las temporadas de lluvias, las cuales se muestran como puntos fuera de rango. Sin embargo, estas precipitaciones no producen un aporte significativo al balance anual de los recursos hídricos de la cuenca.

Son distintos los mecanismos macroclimáticos que generan las precipitaciones durante los meses de diciembre a marzo y las precipitaciones esporádicas que ocurren fuera de la temporada de lluvias (de mayo a noviembre). Mientras que las precipitaciones que se presentan durante la temporada de lluvias, se desarrollan por la actividad convectiva de masas de aire con grandes contenidos de humedad procedentes de la zona del Atlántico; en los meses de julio a agosto ocurren precipitaciones generadas por fluctuaciones en el anticiclón del Pacífico Sur.

5.2. Estandarización de la Precipitación

Se ha utilizado el índice estandarizado de la precipitación SPI, en la definición y caracterización de los estados de la sequía y también como variable de comparación y correlación con los indicadores climáticos globales. El cálculo del SPI ha sido realizado a diferentes niveles de agregación temporal: mensual, bi mensual y anual.

Como se puede observar a partir del análisis de la precipitación, las series temporales a nivel mensual son intermitentes, con valores máximos en los meses de enero y febrero y para los meses de junio a septiembre el valor modal de la precipitación es prácticamente de 0 mm.

Las precipitaciones esporádicas que se presentan en la época del invierno u otoño austral, no son importantes en el cálculo de la precipitación anual; sin embargo, cuando son incluidas en el cálculo del SPI mensual producen altos valores de este índice, representando falsas condiciones de humedad que distorsionan la serie notablemente.

La figura 5.6 muestra la serie temporal de los SPI con una agregación mensual para las 6 estaciones pluviométricas consideradas. Es interesante observar que pese a que 1983 y 1991 que fueron años muy secos (lo cual se evidencian en los bajos niveles del índice para los meses de enero y febrero), los valores del SPI para los meses de junio a septiembre de los años indicados les corresponde a una condición normal e incluso de humedad.

En la figura 5.7 se muestra la serie temporal de los SPI con una agregación anual, en esta figura si se reproducen de forma correcta, las condiciones de sequía de los años 1983 y 1991.

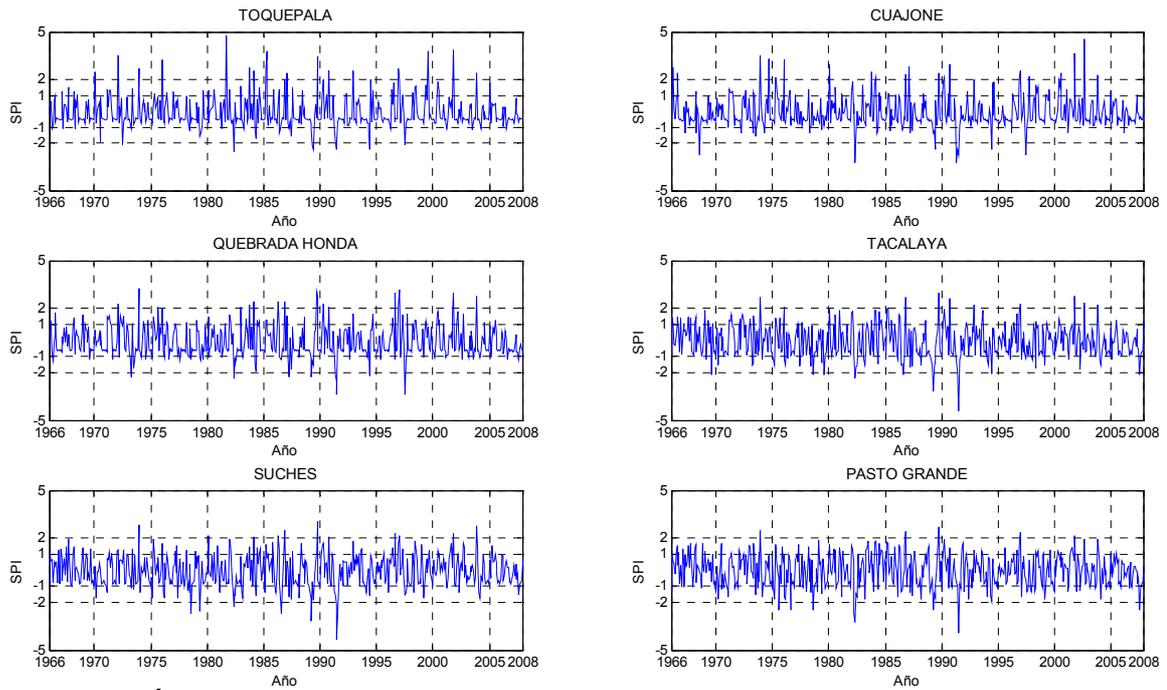


Figura 5.6 Índice de precipitación estandarizado mensual

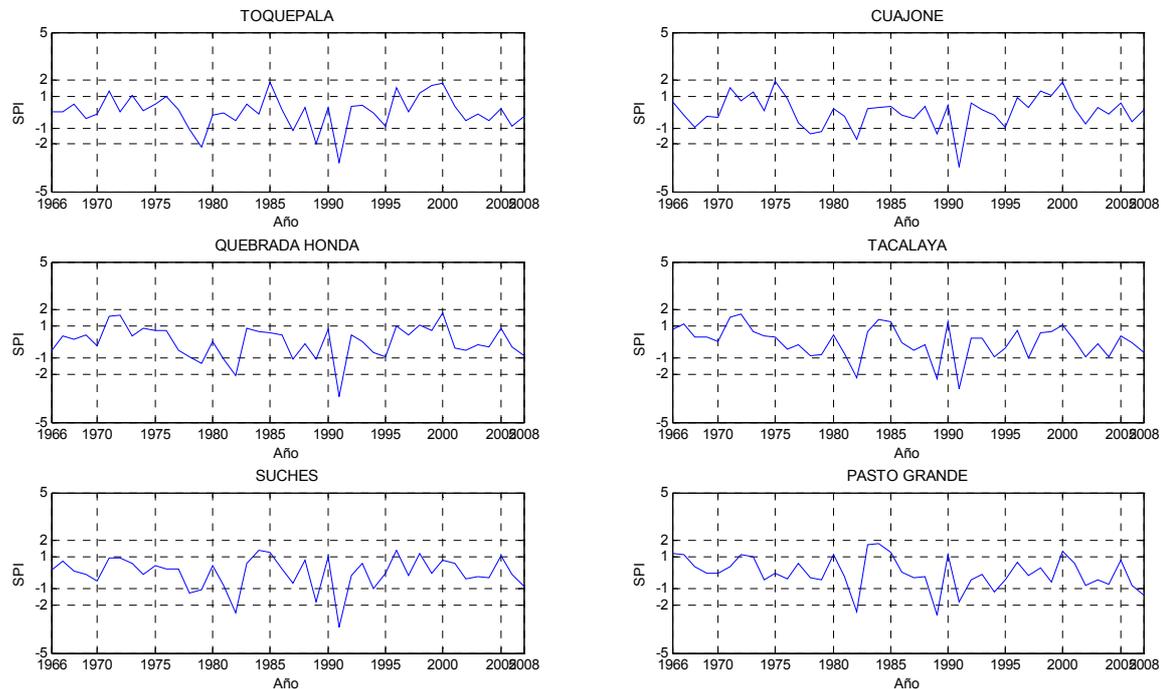


Figura 5.7 Índice de precipitación estandarizado anual

La figura 5.9 muestra los SPI para el promedio de la precipitación de los meses de enero y febrero, que corresponden a los meses en donde se produce el mayor aporte por precipitaciones. En la figura 5.8 se observa los SPI calculados para la precipitación anual, es notable la similitud de las series, lo cual es explicado por la incidencia de la precipitación de enero y

febrero en la precipitación anual. Por este motivo, si se logra determinar el índice de sequías para el promedio de la precipitación de enero a marzo, prácticamente se ha caracterizado la sequía para el año hidrológico.

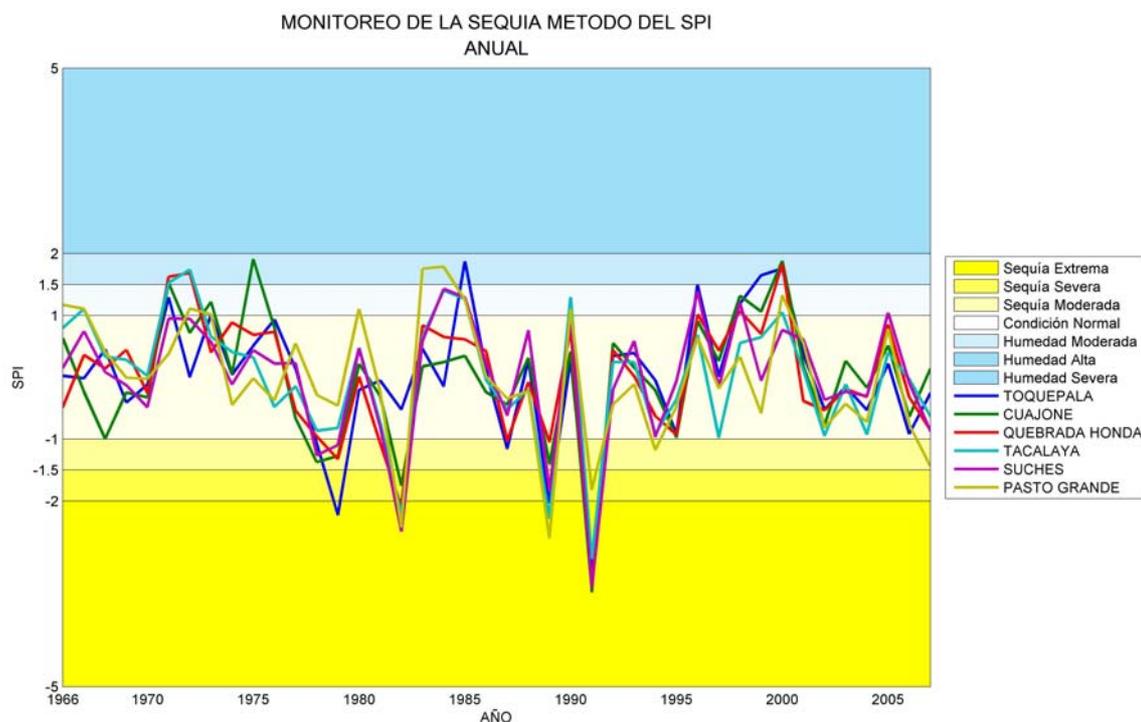


Figura 5.8 Índice de precipitación estandarizado - precipitación anual

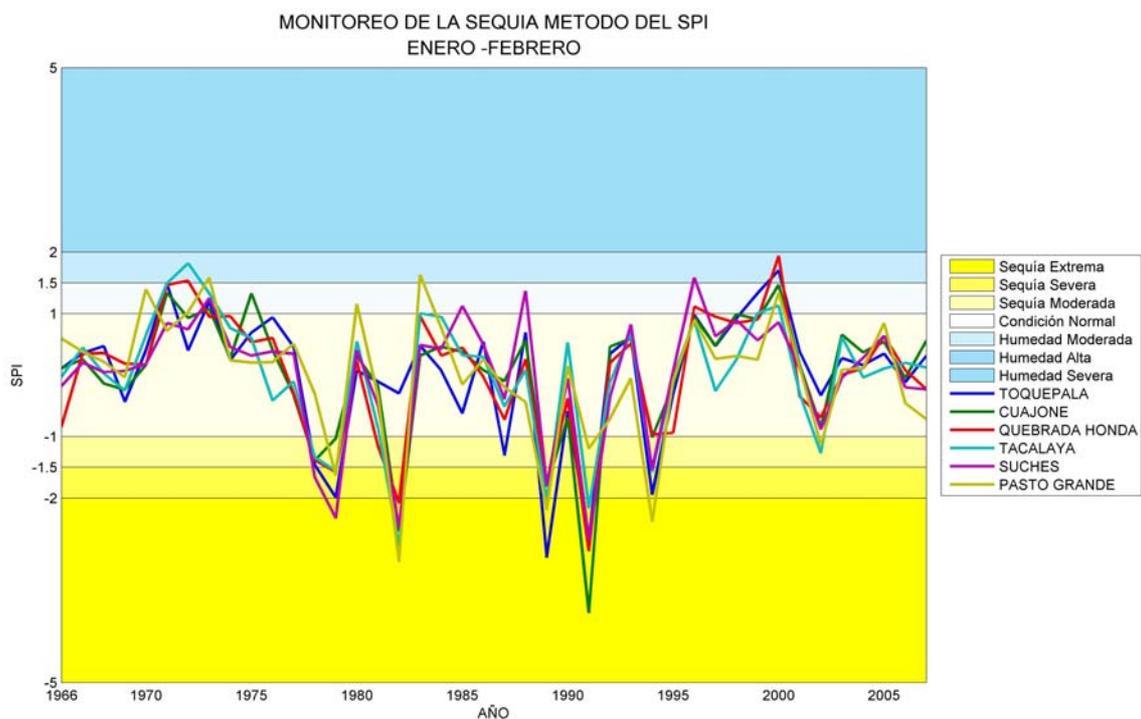


Figura 5.9 Índice de precipitación estandarizado - precipitación promedio de enero y febrero (temporada de lluvias)

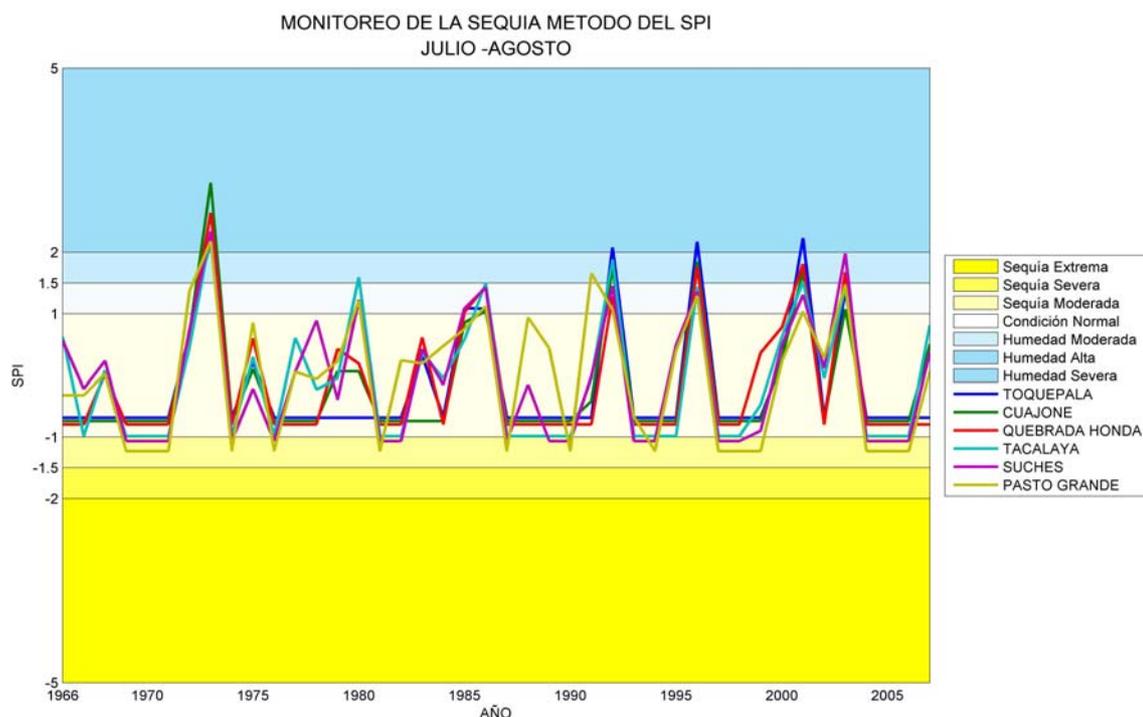


Figura 5.10 Índice de precipitación estandarizado - precipitación promedio de julio y agosto

En la figura 5.10 se muestra las series de SPI para el promedio de las precipitaciones de los meses de julio y agosto, las gráficas tienen formas horizontales ubicadas en la zona de condición normal, con variaciones puntales a la zona de humedad alta a severa y el mínimo valor del índice corresponde a la sequía moderada. Este comportamiento se explica debido a que el valor normal de la precipitación en la temporada de análisis es cero y pequeñas precipitaciones que ocurren de forma esporádica generan notables condiciones de humedad, que no se corresponden con los índices calculados a partir de la precipitación anual. Es decir, para los meses de julio y agosto y en general para los meses fuera de la temporada de lluvias, el índice pierde su capacidad para caracterizar la condición de sequía, pudiendo generar condiciones de humedad aun en años con evidente sequía. Por lo tanto, el comportamiento intermitente de la serie de precipitaciones no permite contar con una serie mensual continua de SPI, y en consecuencia no tiene sentido realizar correlaciones con los índices climáticos globales para los meses correspondientes al invierno u otoño austral; es decir, fuera de la temporada de lluvias.

Como se observa en la leyenda de las figuras 5.8, 5.9 y 5.10, el método del índice estandarizado de la precipitación incluye la definición de umbrales mediante los cuales se puede determinar y cuantificar a las sequías en sequía extrema, severa, moderada y condición normal, así como también caracterizar las distintas condiciones de humedad.

Para la serie de los promedios de meses de enero y febrero (figura 5.9) y para la serie anual (figura 5.8), se observa en todas las estaciones pluviométricas la misma tendencia de las series históricas del SPI; es decir, se corresponden valores positivos o negativos del índice, lo cual es

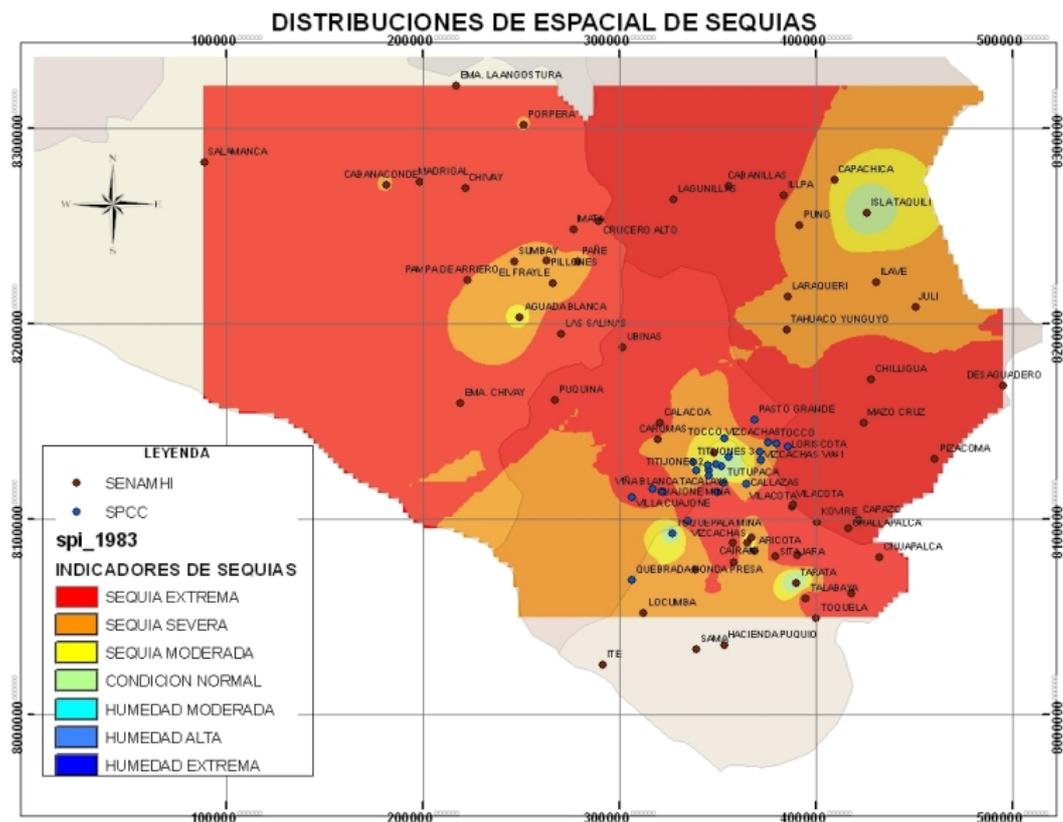


Figura 5.12 Distribución espacial de Sequías, SPI, Arequipa, Puno, Tacna y Moquegua, Año 1983

Con el objeto de realizar las correlaciones con los indicadores macroclimáticos, fue necesario construir una única serie de SPI utilizando la información de las seis estaciones meteorológicas. Este indicador va a representar el comportamiento regional de la sequía. En la primera alternativa se consideró calcular el promedio ponderado de la precipitación utilizando los factores de área de influencia de la tabla 5.2 y a partir de esta serie (precipitación promedio areal) determinar el SPI. La segunda alternativa fue utilizar el promedio aritmético simple (precipitación promedio) para las seis estaciones, asumiendo un comportamiento espacialmente homogéneo de la precipitaciones. La comparación entre estas dos series se muestra en la figura 5.15.

Con la finalidad de eliminar la distorsión en la serie del índice estandarizado de la precipitación que se presenta durante los meses de mayo a noviembre, temporada en la cual la precipitación no es importante, los valores del SPI para los meses indicados han sido reemplazados por cero.

ESTACIONES	FACTOR
TOQUEPALA MINA	0.05
CUAJONE MINA	0.06
QUEBRADA HONDA LLICA	0.14
TACALAYA	0.23
SUCHES LADO TOQUEPALA	0.3
PASTO GRANDE	0.22

Tabla 5.2 Factores de área de influencia de la precipitación

La notable coincidencia de las series calculadas mediante ambos métodos, confirma el comportamiento espacialmente homogéneo de la precipitación.

Se ha realizado el cálculo del índice estandarizado de la precipitación para cada estación meteorológica, con niveles de agregaciones temporales mensuales, bimensuales y anuales, los resultados se encuentran en Anexo 1.

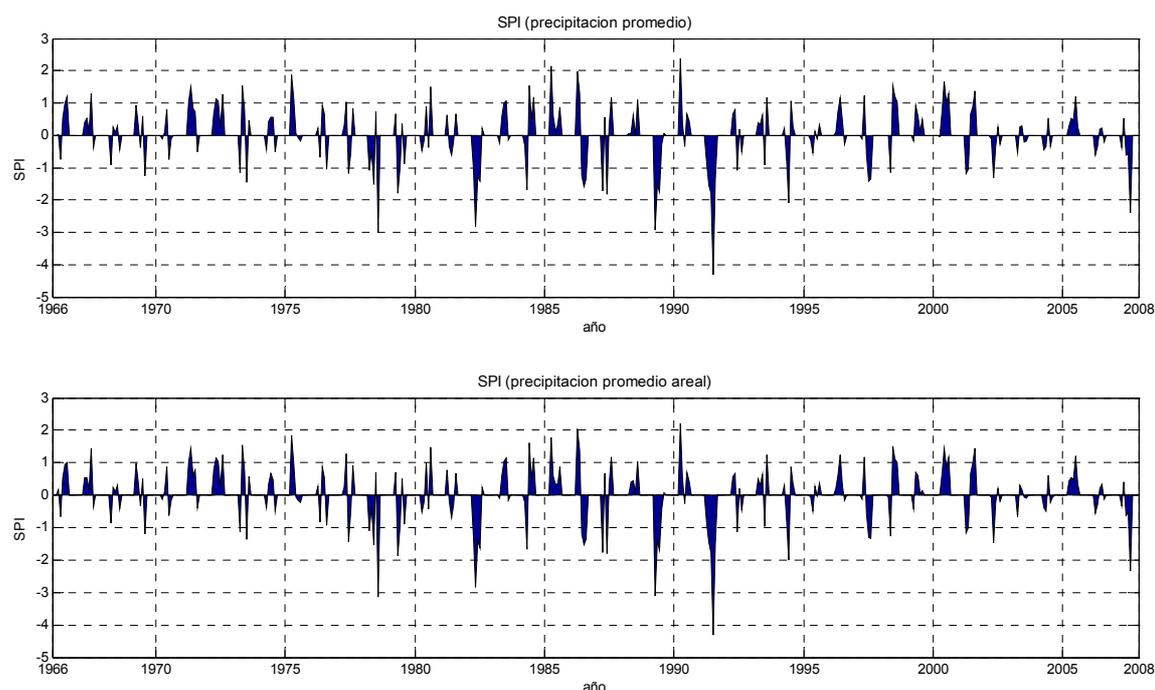


Figura 5.13 Precipitación promedio - precipitación ponderada areal

5.3. Índices Climáticos Globales

A continuación se muestran la serie mensual del SPI calculada a partir del método del promedio aritmético de la precipitación, comparada con los indicadores climáticos globales. Se han considerado: el índice de oscilación del sur, el índice multivariado Enso (IMENSO), la temperatura en la zona niño 1-2, 3, 4 y 3-4, el índice estandarizado de la temperatura del Atlántico Norte, Sur y Tropical. También se ha incluido la Oscilación Decadal del Pacífico, la

cual es un modulador del clima de baja frecuencia (es decir de gran periodo de oscilación).

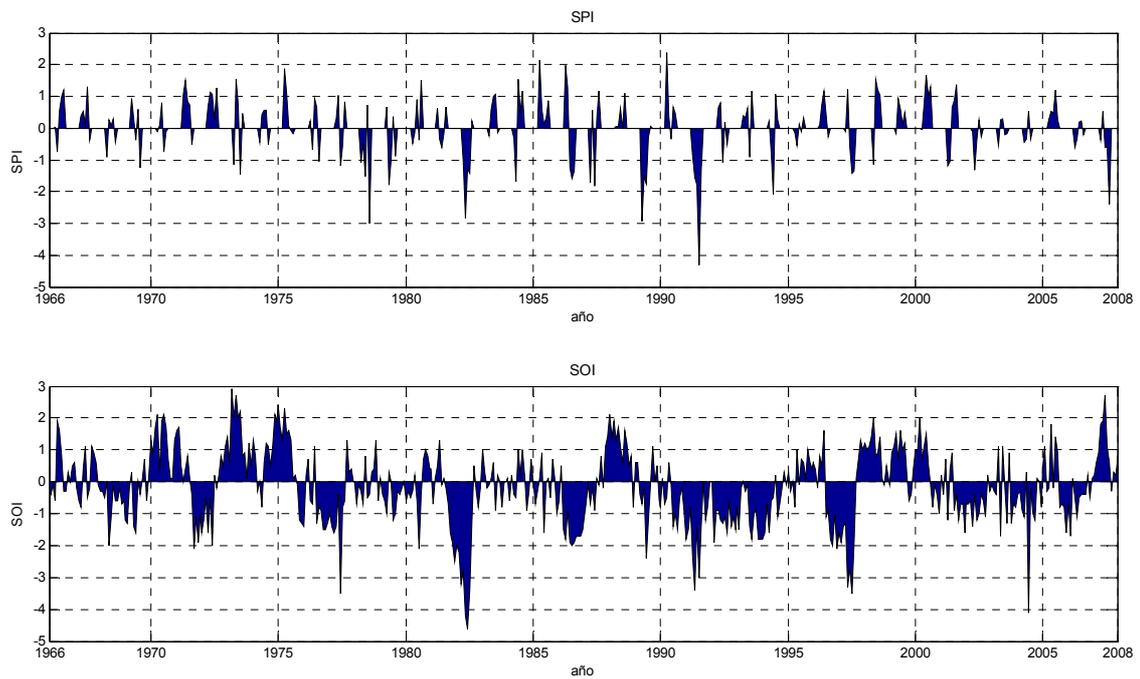


Figura 5.14 Índice estandarizado de precipitación – índice de oscilación del sur

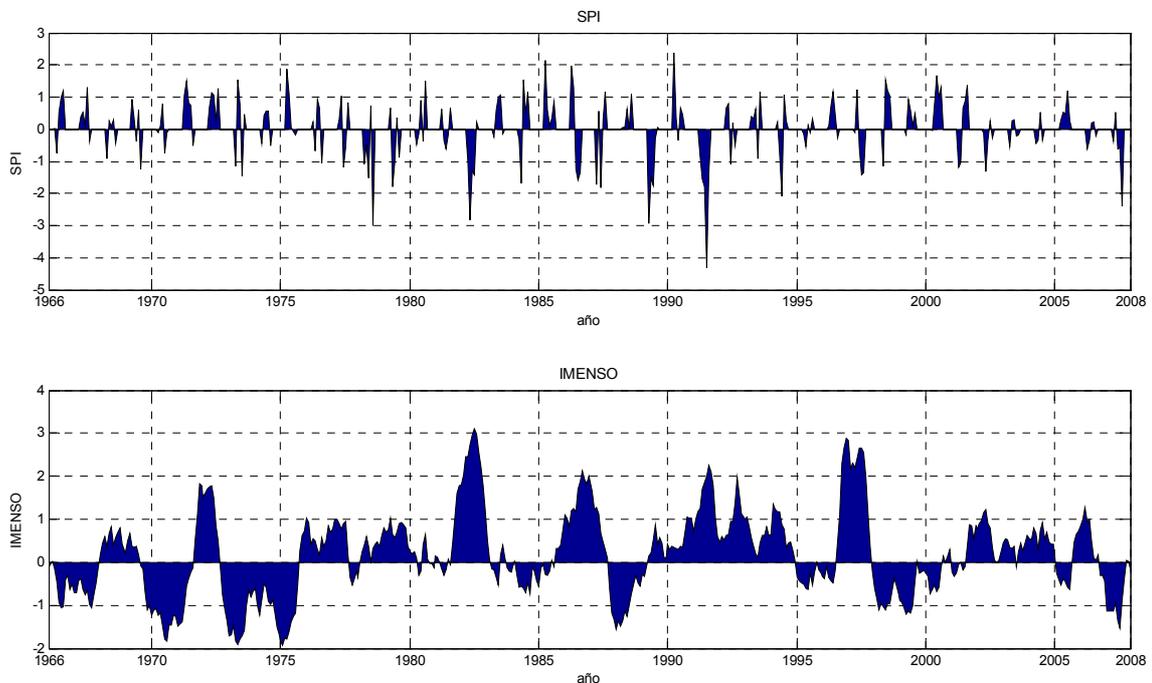


Figura 5.15 Índice estandarizado de precipitación – índice IMENSO

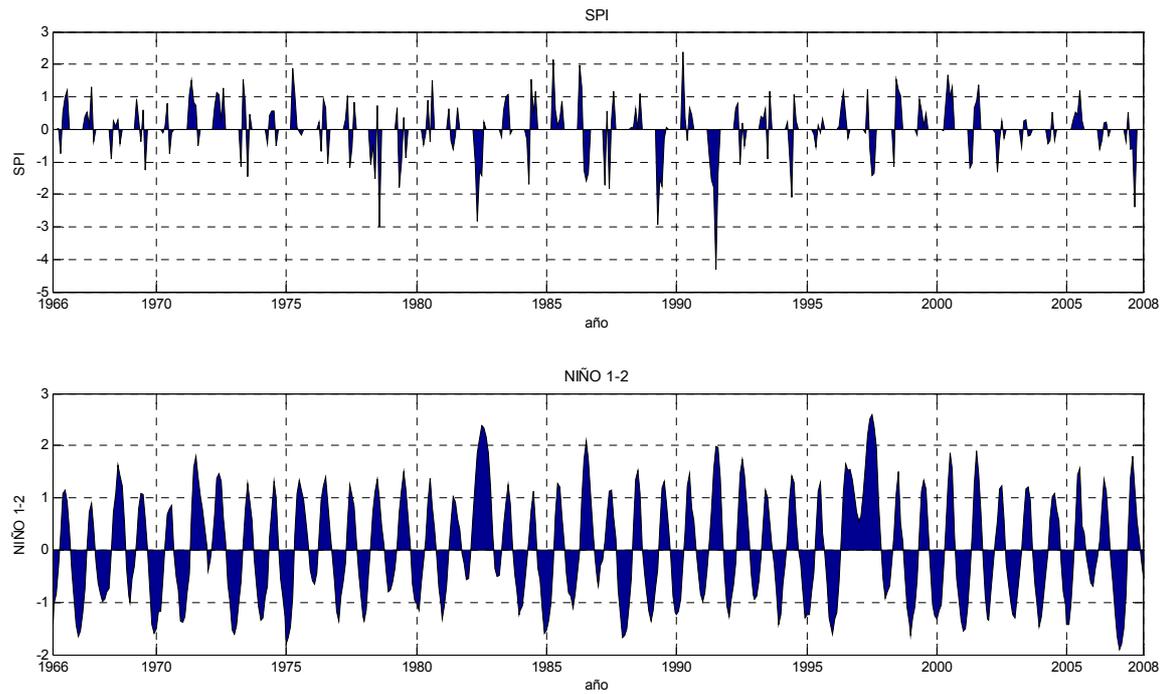


Figura 5.16 Índice estandarizado de precipitación – TSM zona niño 1-2

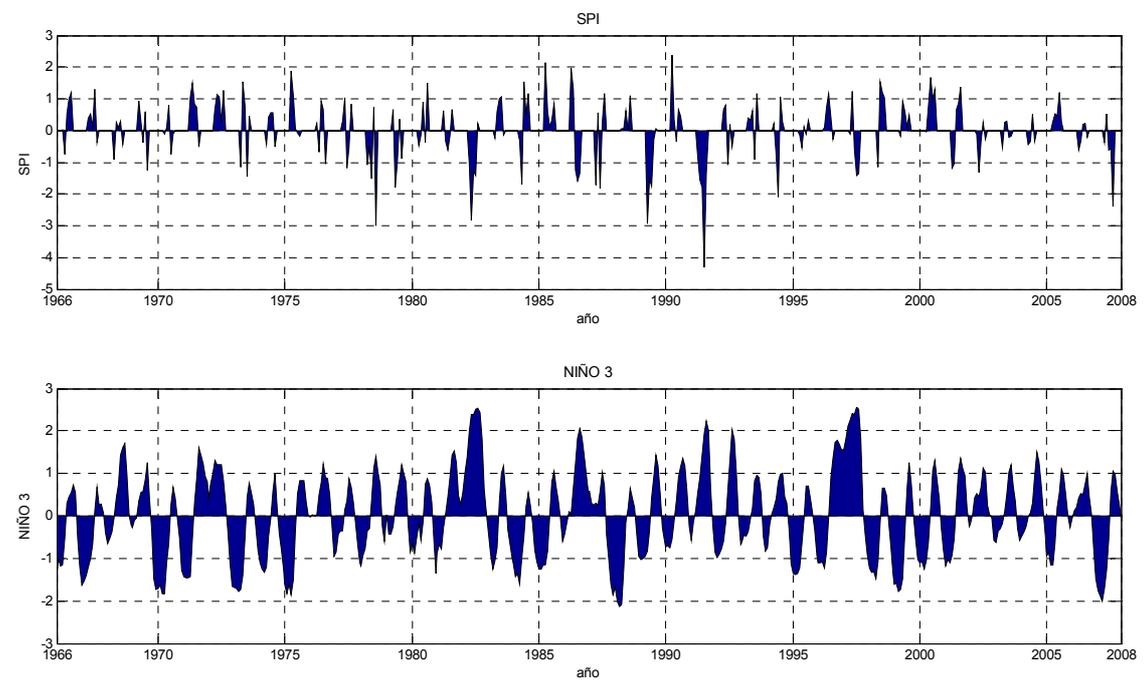


Figura 5.17 Índice estandarizado de precipitación – TSM zona niño 3

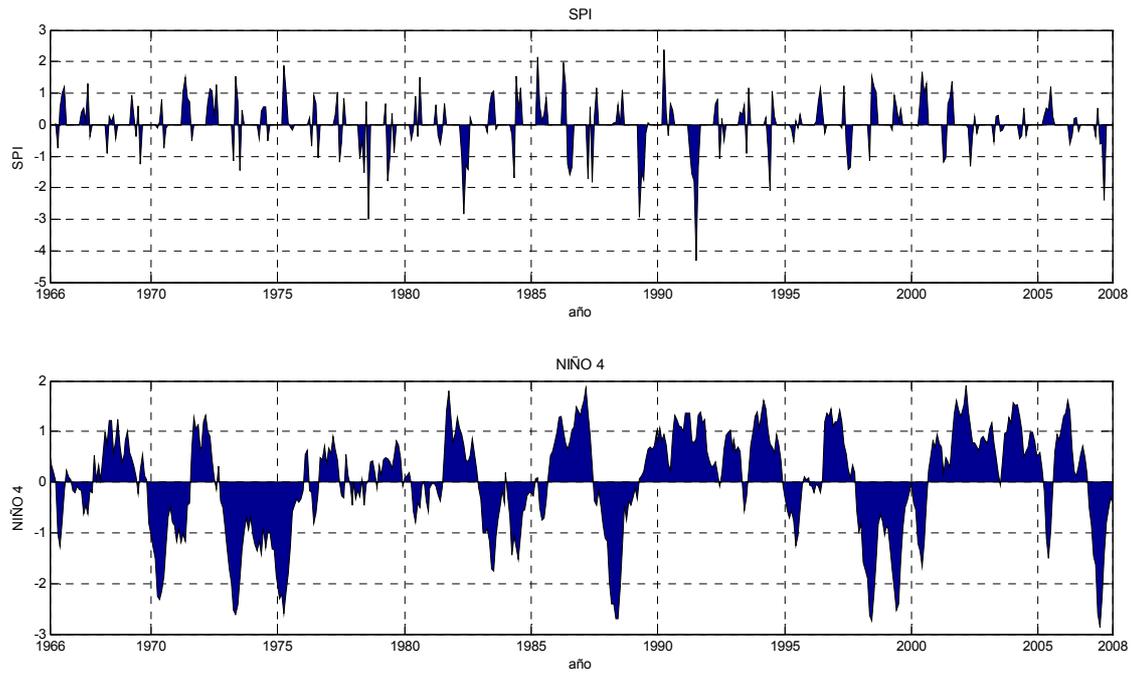


Figura 5.18 Índice estandarizado de precipitación – TSM zona niño 4

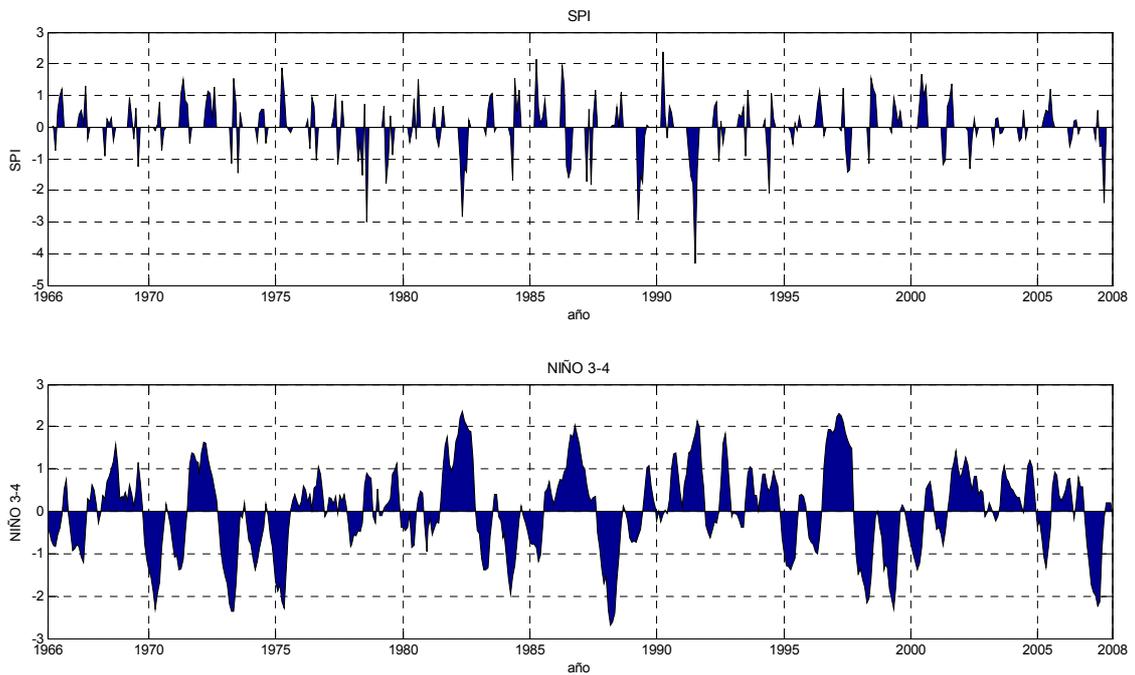


Figura 5.19 Índice estandarizado de precipitación – TSM zona niño 3-4

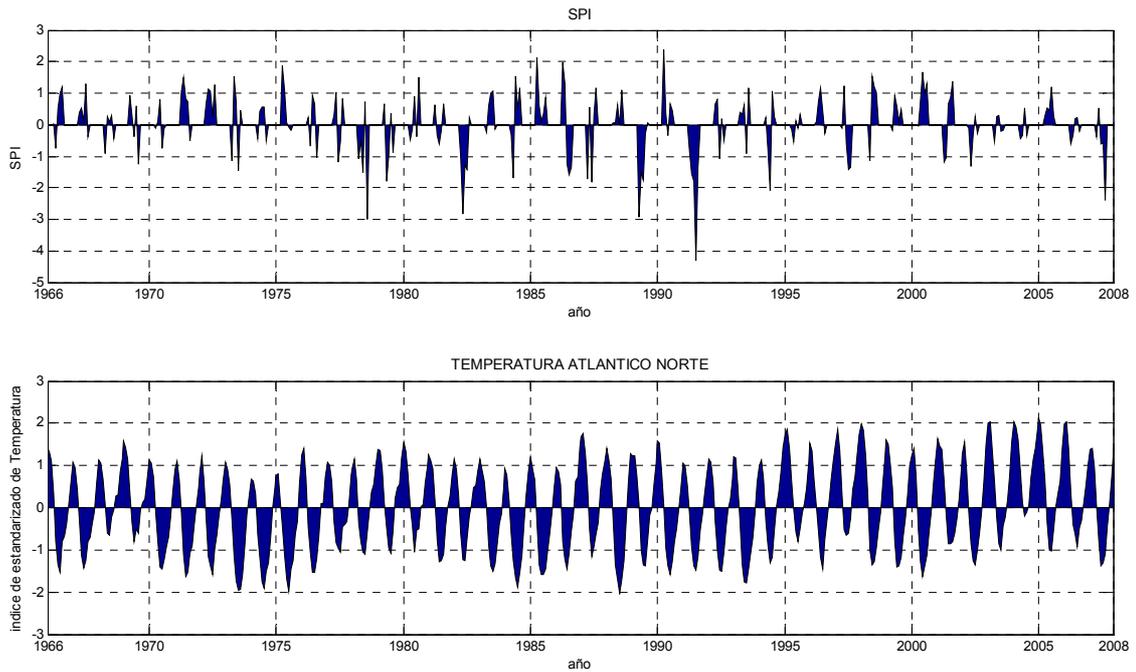


Figura 5.20 Índice estandarizado de precipitación – TSM Atlántico Norte

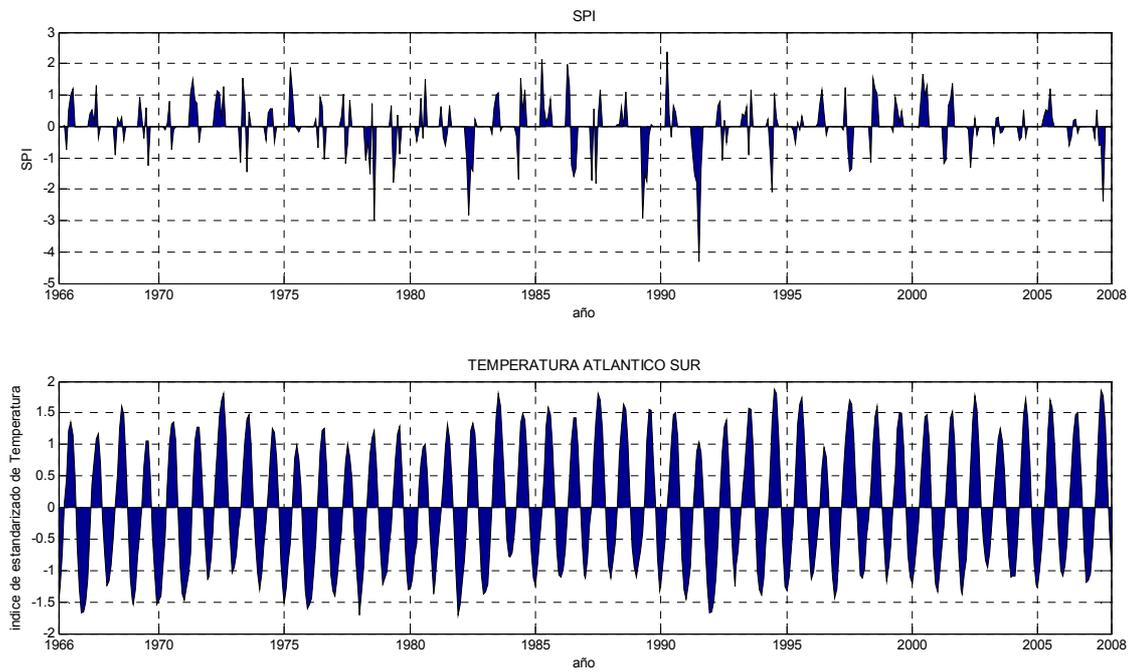


Figura 5.21 Índice estandarizado de precipitación – TSM Atlántico Sur

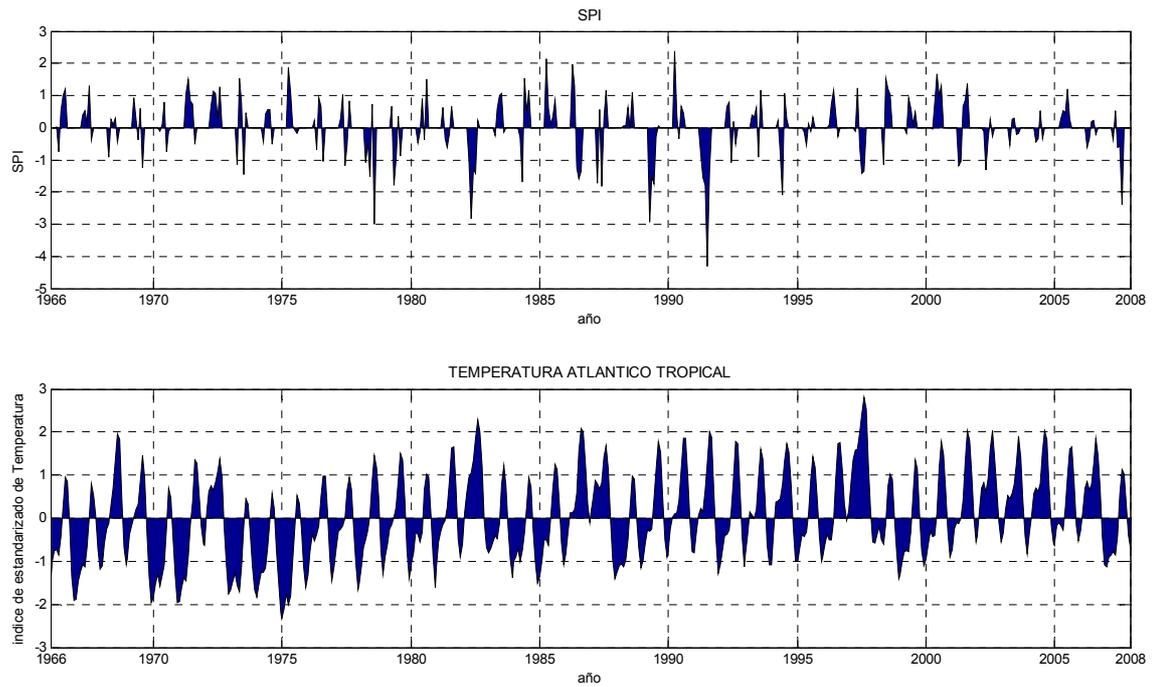


Figura 5.22 Índice estandarizado de precipitación – TSM Atlántico Tropical

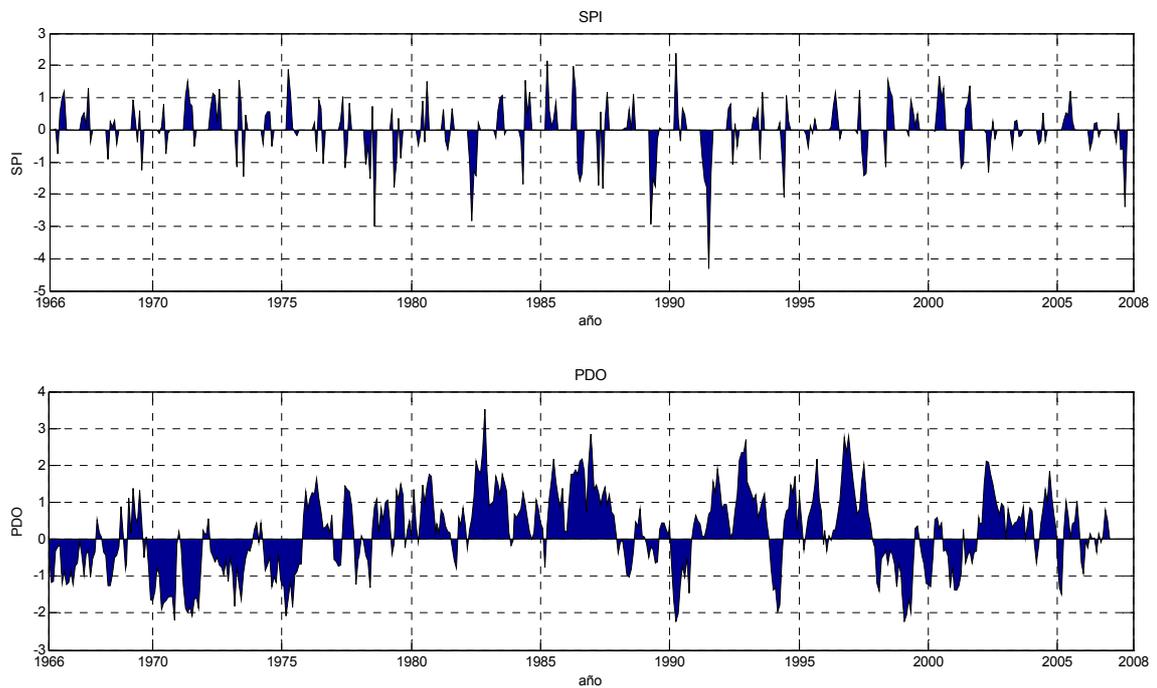


Figura 5.23 Índice estandarizado de precipitación – Oscilación Decadal del Pacífico

5.4. ENSO vs PDO

La siguiente gráfica muestra la serie de la Oscilación Decadal del Pacífico (PDO) y la del índice IMENSO, se observa la modulación que genera las series de baja frecuencia (PDO) sobre el fenómeno Enso. Aproximadamente entre los años 1976 al 1998, la PDO se vuelve positiva, lo cual está correlacionado con una mayor recurrencia de valores positivos del IMENSO; de igual forma se observa que en el periodo indicado se presentaron las mayores sequías en la región.

Esta interacción puede ser causante de que pese al carácter casi estacionario de las series de precipitación y de los índices macroclimáticos, la correlación cruzada no sea estacionario a lo largo del tiempo.

Esta modulación que produce la PDO, junto a variaciones del Enso, pueden producir complejas interacciones que influyen sobre el régimen pluviométrico del sur peruano.

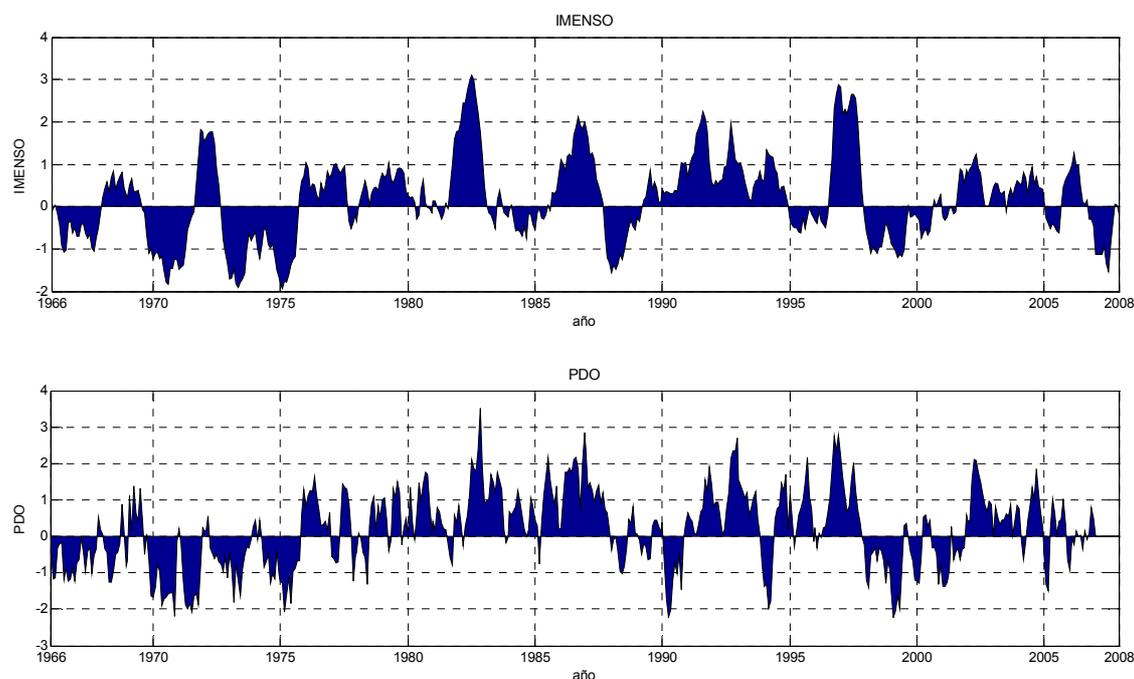


Figura 5.24 Índice IMENSO - Oscilación Decadal del Pacífico

5.5. Análisis de Correlación Cruzada

A continuación se muestra el análisis de correlación cruzada entre los SPI y los índices climáticos globales, para la estación Suches. Los análisis tienen un rezago de hasta tres meses. Este rezago se ha definido considerando tres meses el tiempo en que modificaciones de las temperaturas en el mar pueden influir sobre los regímenes de precipitación. Los resultados de los análisis de correlación para las demás estaciones se indican en el Anexo 2.

Se ha realizado el cálculo de los SPI para todos los meses y niveles de agregación temporal definidos; sin embargo, las correlaciones cruzadas para valores de SPI mensuales y bimensuales solo se realizarán con los índices calculados para los meses correspondientes a la temporada de lluvias (diciembre – abril).

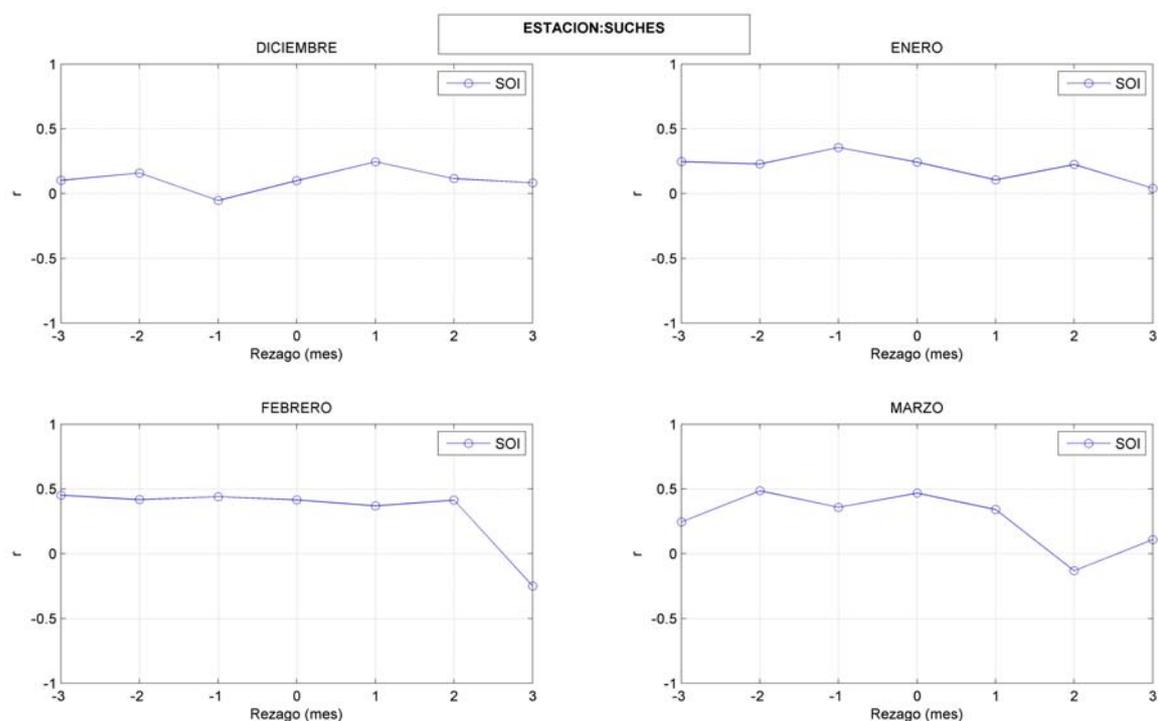


Figura 5.25 Correlación cruzada Índice estandarizado de precipitación mensual, Índice de Oscilación del Sur

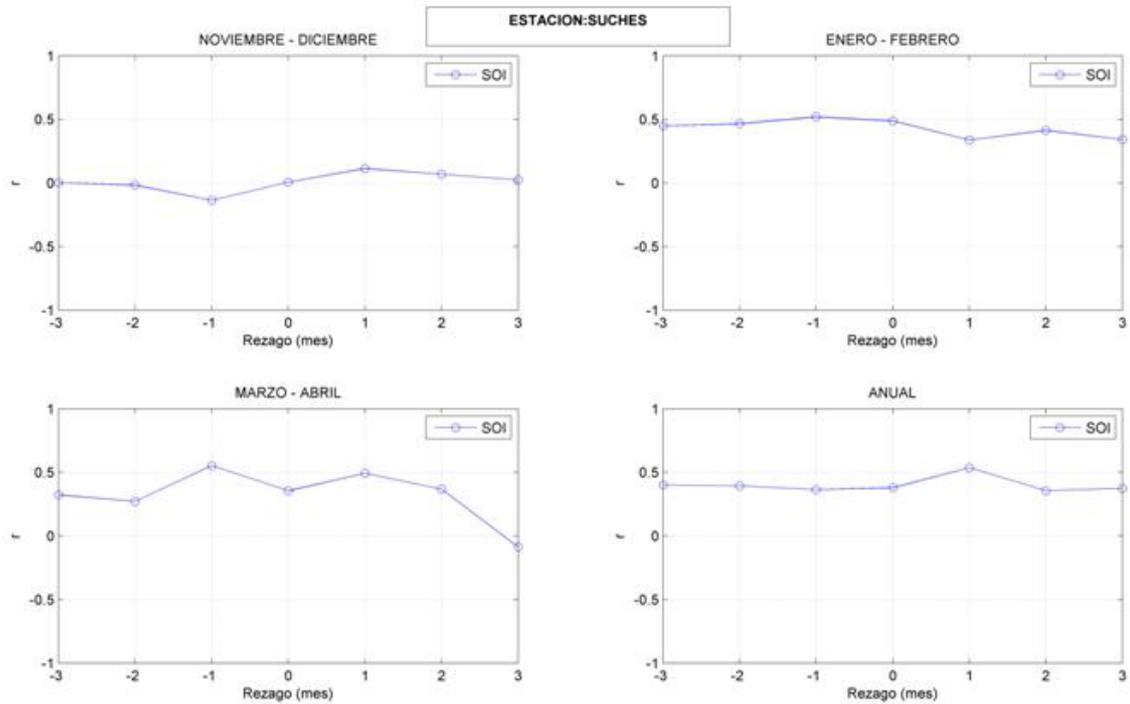


Figura 5.26 Correlación cruzada Índice estandarizado de precipitación bimensual - anual, Índice de Oscilación del Sur

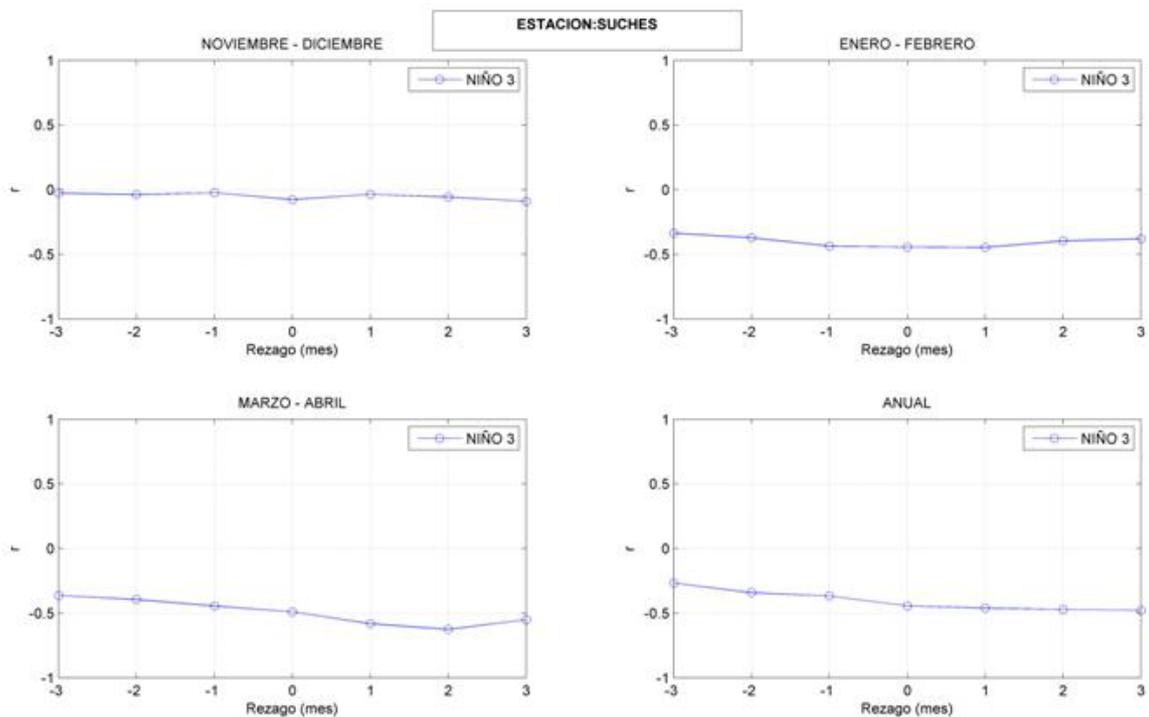


Figura 5.27 Correlación cruzada Índice estandarizado de precipitación bimensual - anual, TSM zona niño 3

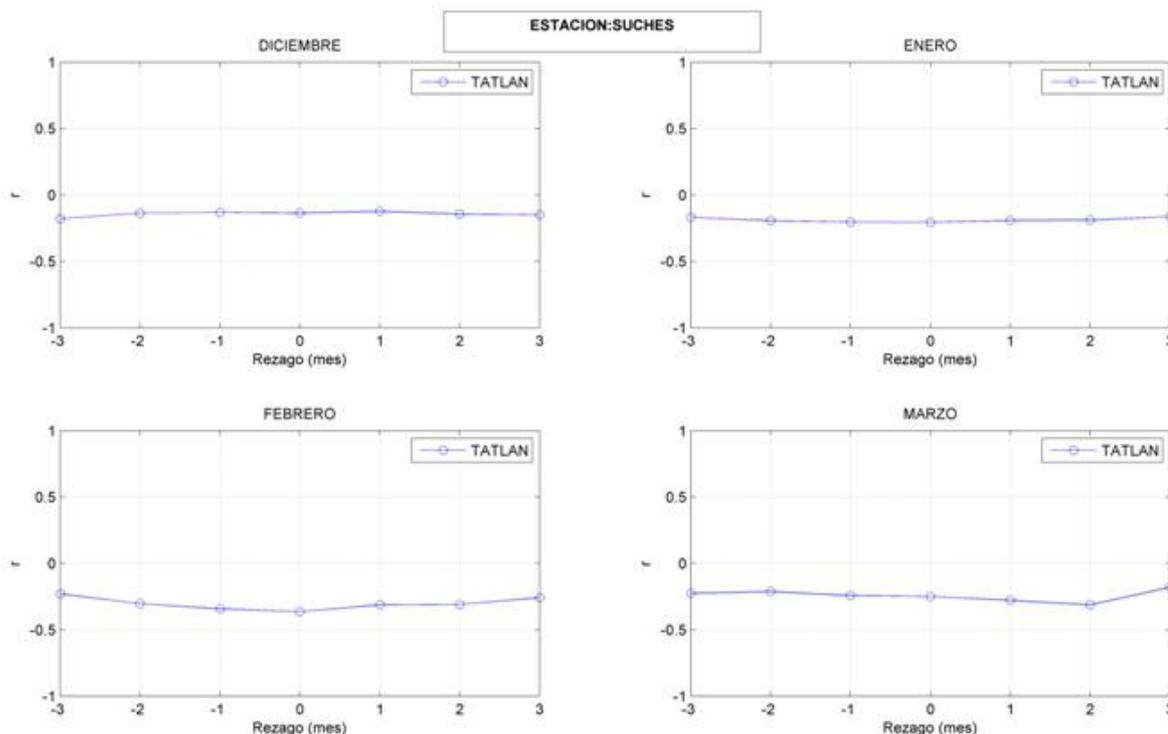


Figura 5.28 Correlación cruzada Índice estandarizado de precipitación mensual, TSM Atlántico Tropical

Los resultados obtenidos para la estación suches son similares a los calculados para las demás estaciones, como se muestra a detalle en el Anexo 2. Existe un mayor nivel de correlación para los meses de enero y febrero, siendo máxima la correlación el mes de febrero. De igual forma existe correlación a nivel bimensual y anual.

Mientras que la correlación es positiva en el caso del índice de oscilación del sur, para las temperaturas del Pacífico la correlación se hace negativa, lo cual esta acorde con las relaciones inversas existentes entre estos dos indicadores. También se ha detectado correlación importante con las temperaturas en el Atlántico Tropical.

A continuación se muestran los análisis de correlación cruzada entre las variables macroclimáticas y SPI promedio mensual, calculado a partir de la información de las seis estaciones meteorológicas, los puntos azules indican significancia estadística al 95%.

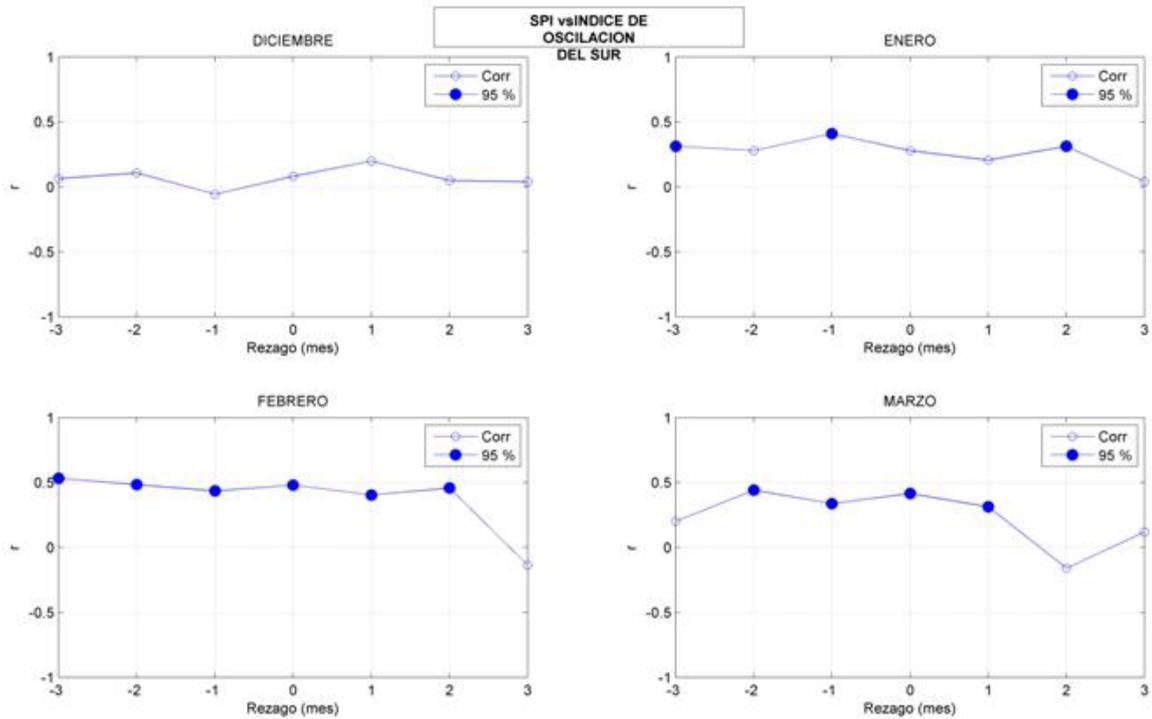


Figura 5.29 Correlación cruzada Índice estandarizado de precipitación promedio mensual, Índice de Oscilación del Sur

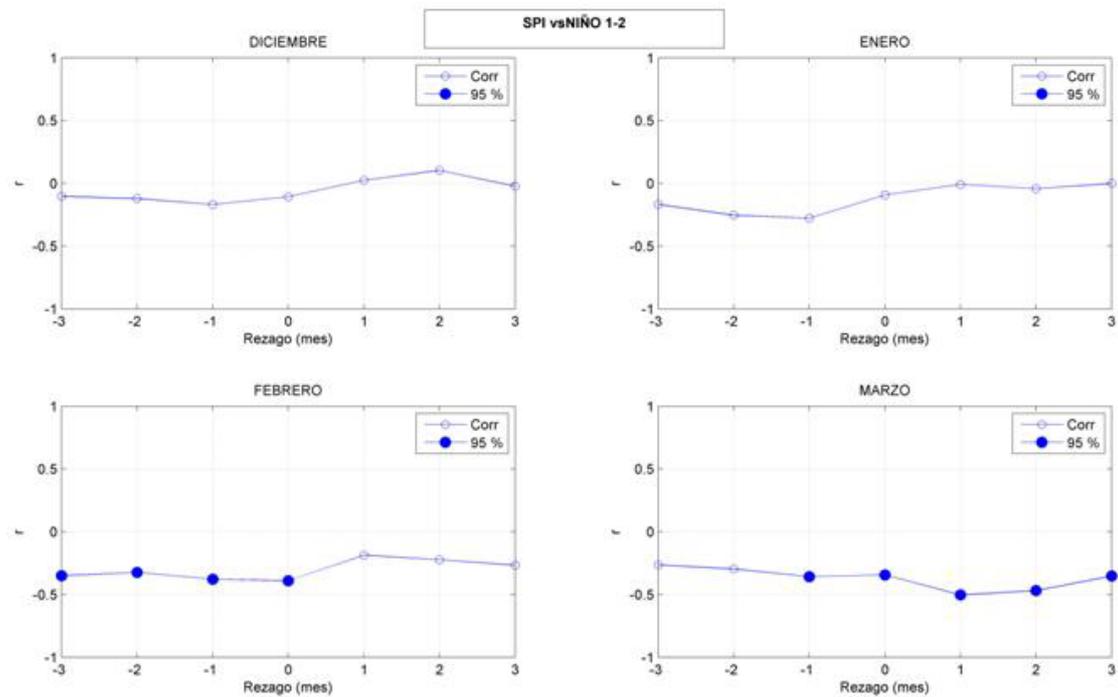


Figura 5.30 Correlación cruzada Índice estandarizado de precipitación promedio mensual, TSM zona niño 1-2

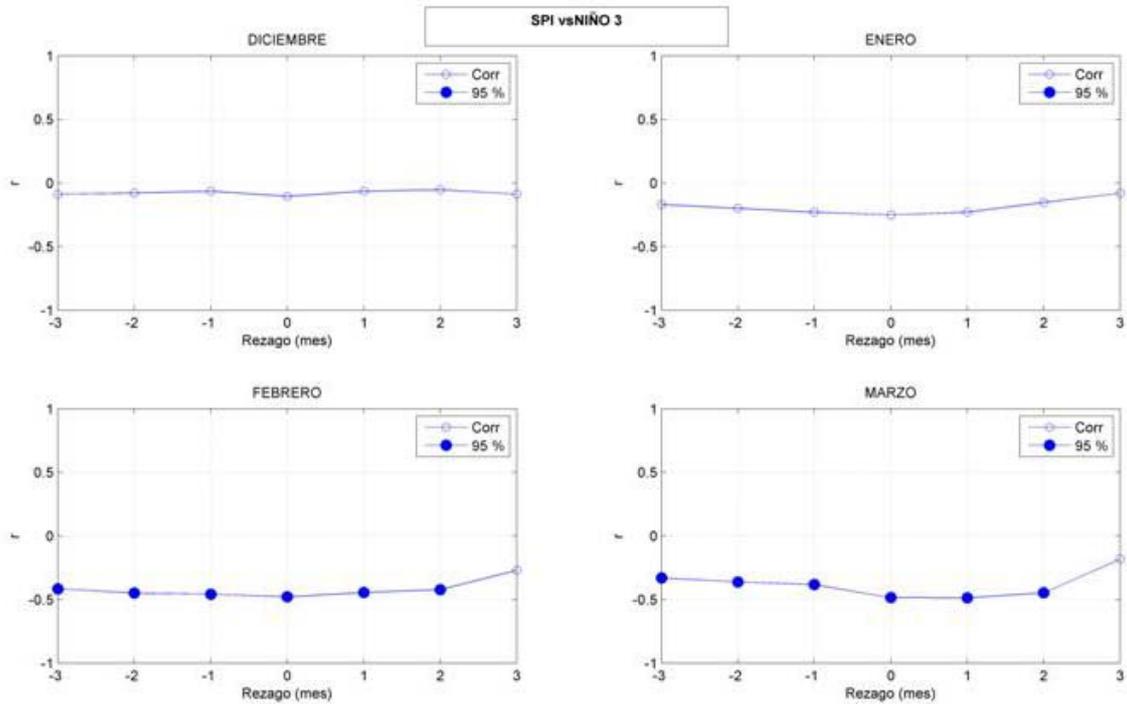


Figura 5.31 Correlación cruzada Índice estandarizado de precipitación promedio mensual, TSM zona niño 3

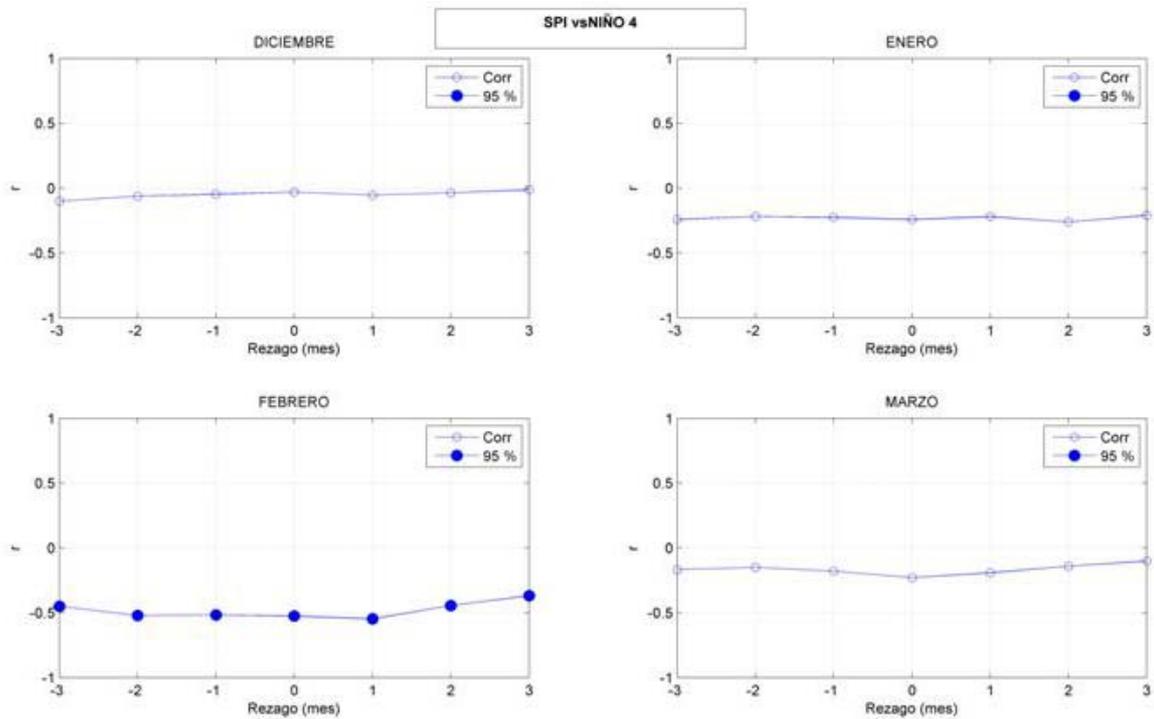


Figura 5.32 Correlación cruzada Índice estandarizado de precipitación promedio mensual, TSM zona niño 4

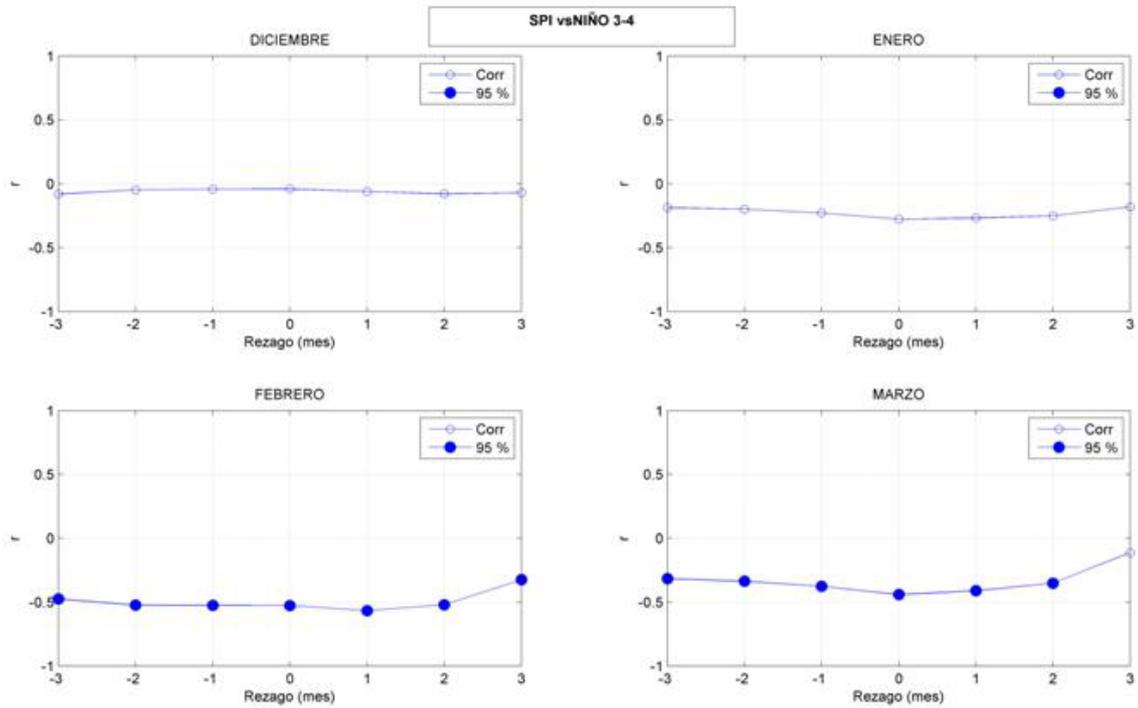


Figura 5.33 Correlación cruzada Índice estandarizado de precipitación promedio mensual, TSM zona niño 3-4

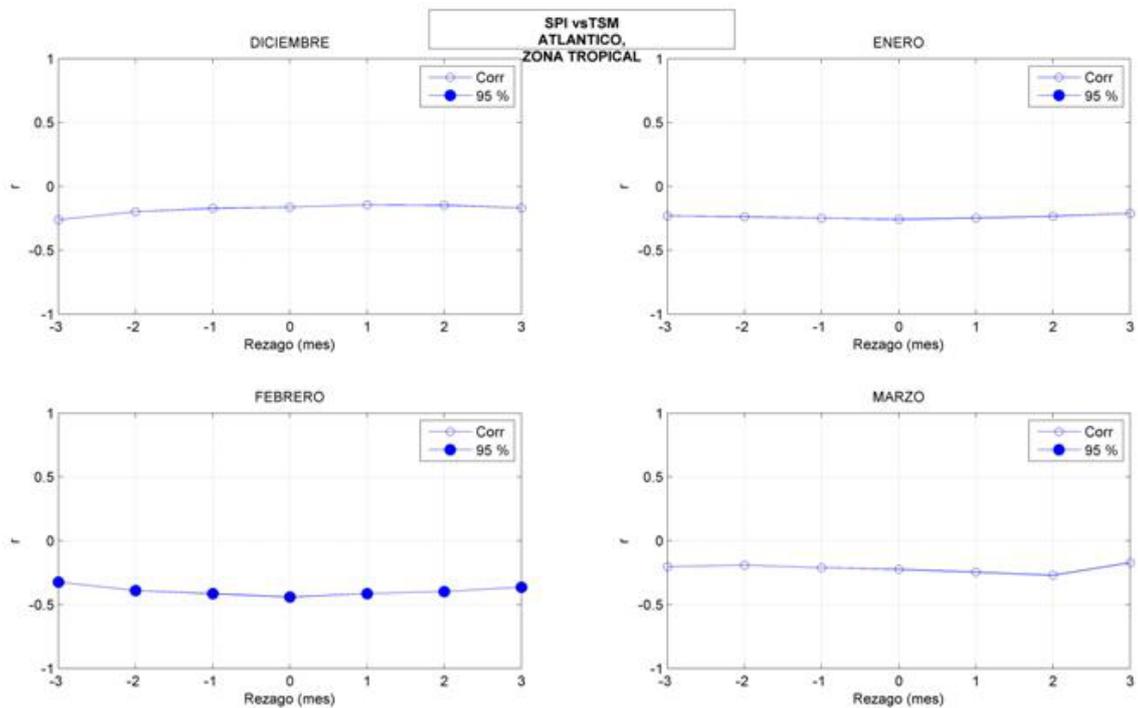


Figura 5.34 Correlación cruzada Índice estandarizado de precipitación promedio mensual, TSM Atlántico Tropical

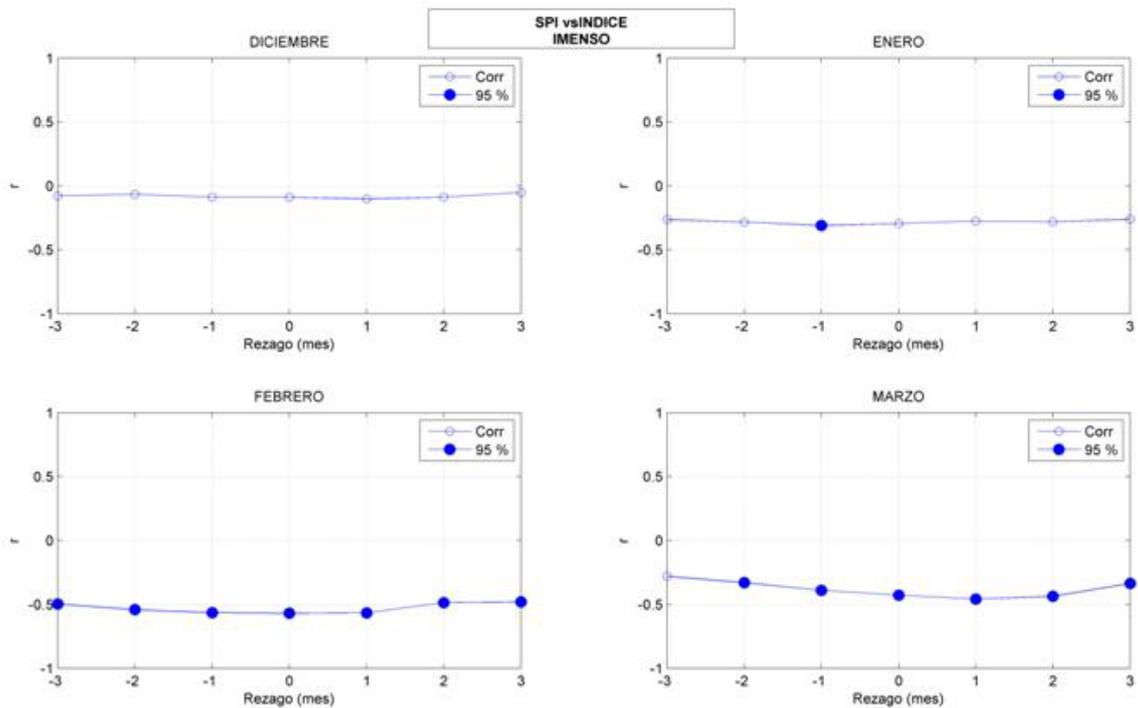


Figura 5.35 Correlación cruzada Índice estandarizado de precipitación promedio mensual, IMENSO

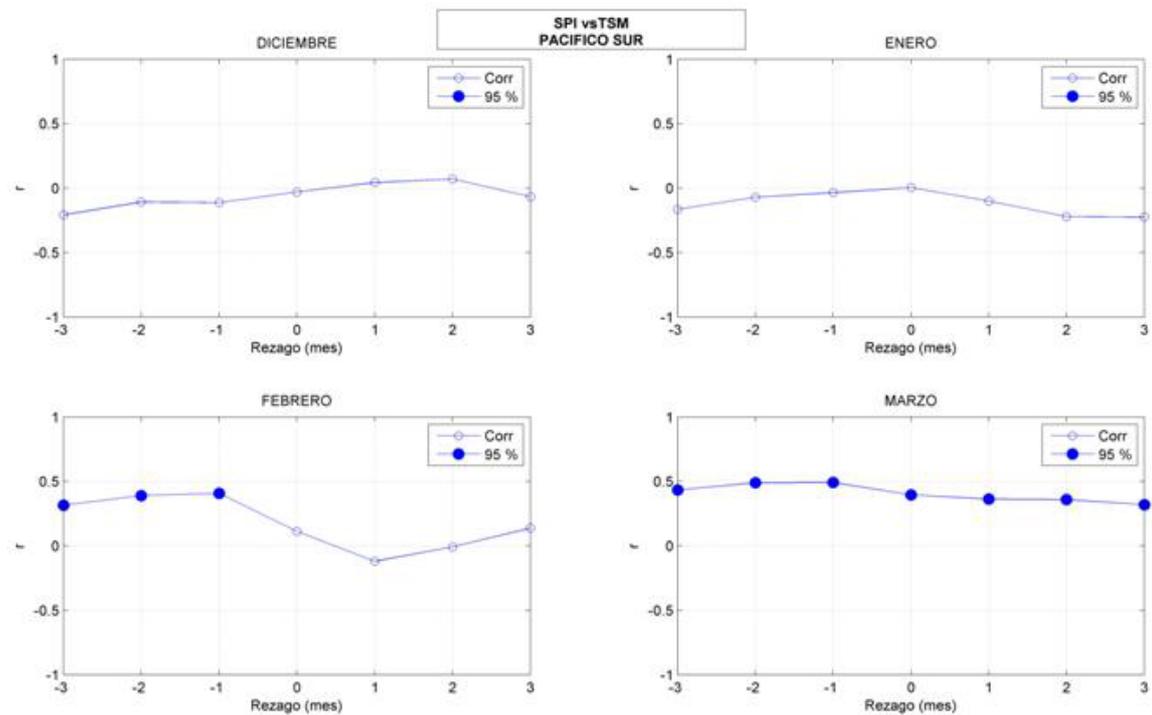


Figura 5.36 Correlación cruzada Índice estandarizado de precipitación promedio mensual, TSM Pacífico sur

En la tabla 5.3 se muestra el detalle de las correlaciones cruzadas entre el índice estandarizado de precipitación (promedio mensual) y los índices de las variables macroclimáticas consideradas. Los valores en negritas indican correlación significativa al 95%.

El mayor valor de correlación obtenido fue de -0.569, correspondiente al mes de febrero, entre el SPI y el índice IMENSO a un rezago igual a cero. Las mayores correlaciones para todas las variables macroclimáticas se han presentado en el mes de febrero, lo que se explica debido a que febrero es el mes en donde los procesos convectivos se encuentran completamente desarrollados correspondiendo la máxima precipitación, mientras que enero y marzo son meses de transición entre la temporada seca y húmeda, es decir los procesos de precipitación se están iniciando y culminando respectivamente.

INDICE DE OSCILACION DEL SUR					NIÑO 3-4				
Lag	Diciembre	Enero	Febrero	Marzo	Lag	Diciembre	Enero	Febrero	Marzo
-3	0.063	0.314	0.533	0.201	-3	-0.081	-0.187	-0.474	-0.316
-2	0.108	0.280	0.484	0.442	-2	-0.048	-0.198	-0.523	-0.336
-1	-0.056	0.411	0.436	0.339	-1	-0.042	-0.228	-0.526	-0.375
0	0.082	0.279	0.481	0.416	0	-0.041	-0.277	-0.526	-0.441
1	0.200	0.206	0.405	0.313	1	-0.060	-0.268	-0.566	-0.411
2	0.050	0.313	0.457	-0.159	2	-0.079	-0.251	-0.520	-0.352
3	0.040	0.043	-0.136	0.119	3	-0.070	-0.180	-0.325	-0.112
NIÑO 1-2					TSM ATLANTICO ZONA TROPICAL				
Lag	Diciembre	Enero	Febrero	Marzo	Lag	Diciembre	Enero	Febrero	Marzo
-3	-0.103	-0.168	-0.350	-0.264	-3	-0.261	-0.231	-0.323	-0.202
-2	-0.121	-0.254	-0.323	-0.296	-2	-0.199	-0.238	-0.390	-0.190
-1	-0.168	-0.277	-0.378	-0.357	-1	-0.171	-0.249	-0.414	-0.211
0	-0.106	-0.092	-0.390	-0.343	0	-0.162	-0.258	-0.441	-0.224
1	0.024	-0.008	-0.186	-0.503	1	-0.144	-0.248	-0.414	-0.246
2	0.104	-0.042	-0.223	-0.469	2	-0.148	-0.233	-0.398	-0.270
3	-0.022	-0.001	-0.266	-0.352	3	-0.168	-0.211	-0.363	-0.172
NIÑO 3					INDICE IMENSO				
Lag	Diciembre	Enero	Febrero	Marzo	Lag	Diciembre	Enero	Febrero	Marzo
-3	-0.088	-0.170	-0.416	-0.330	-3	-0.078	-0.264	-0.497	-0.280
-2	-0.078	-0.200	-0.449	-0.361	-2	-0.066	-0.283	-0.541	-0.330
-1	-0.064	-0.229	-0.458	-0.383	-1	-0.088	-0.310	-0.566	-0.389
0	-0.105	-0.250	-0.479	-0.485	0	-0.088	-0.295	-0.569	-0.427
1	-0.064	-0.230	-0.445	-0.487	1	-0.103	-0.274	-0.567	-0.458
2	-0.053	-0.153	-0.423	-0.447	2	-0.088	-0.281	-0.485	-0.436
3	-0.088	-0.080	-0.270	-0.182	3	-0.051	-0.262	-0.481	-0.336
NIÑO 4					TSM PACIFICO SUR				
Lag	Diciembre	Enero	Febrero	Marzo	Lag	Diciembre	Enero	Febrero	Marzo
-3	-0.100	-0.242	-0.450	-0.167	-3	-0.208	-0.165	0.316	0.435
-2	-0.062	-0.218	-0.520	-0.151	-2	-0.107	-0.070	0.390	0.490
-1	-0.047	-0.226	-0.517	-0.178	-1	-0.112	-0.035	0.408	0.492
0	-0.029	-0.242	-0.525	-0.229	0	-0.030	0.004	0.113	0.397
1	-0.054	-0.220	-0.548	-0.191	1	0.044	-0.100	-0.120	0.363
2	-0.035	-0.261	-0.444	-0.140	2	0.071	-0.221	-0.008	0.359
3	-0.013	-0.209	-0.369	-0.101	3	-0.066	-0.223	0.138	0.320

Tabla 5.3 Correlación cruzada Índice estandarizado de precipitación promedio mensual, variables macroclimáticas

Se observa que para la temporada de lluvias (EFM) se ha encontrado correlación significativa principalmente con indicadores macroclimáticos ubicados en la zona del Pacífico. Los niveles de correlación encontrados son similares en magnitud a los observados en la revisión bibliográfica, por lo que es factible utilizarlos como predictores de la condición de sequía de la región.

5.6. Análisis de la Altura Geopotencial

A partir de la información distribuida de las alturas geopotenciales, obtenidas de NCEP Reanalysis desarrollada por NOAA/OAR/ESRL PSD Web site: <http://www.cdc.noaa.gov/>, Kalnay et al (1996), se ha determinado las condiciones promedio a 850 hPa, 500 hPa, 200 hPa, para los meses de la temporada de lluvias (EFM), en el periodo de agosto del 1966 a octubre del 2008.

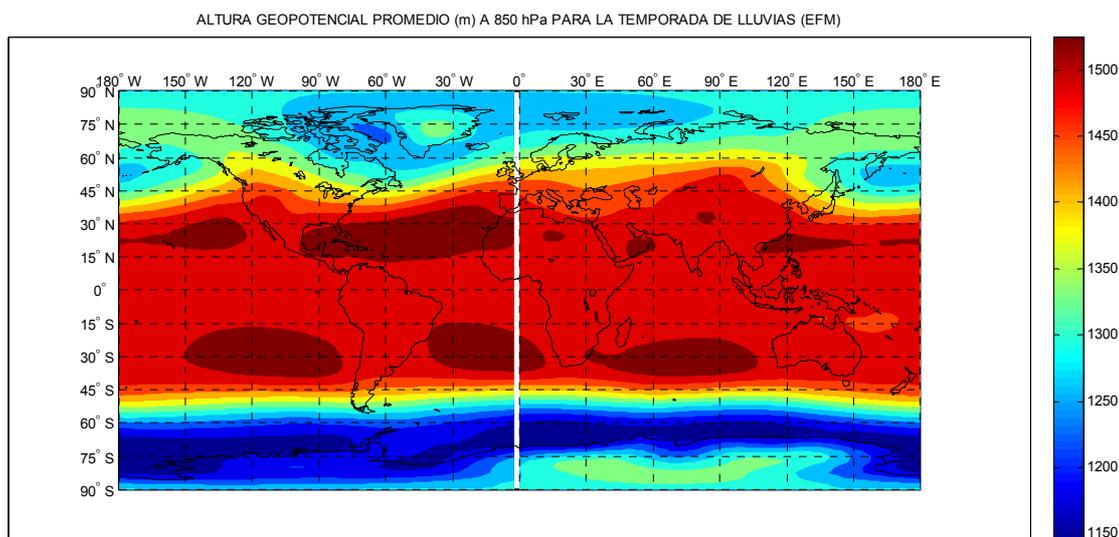


Figura 5.37 Alturas Geopotenciales promedio a 850 hPa, para la temporada de lluvias (EFM)

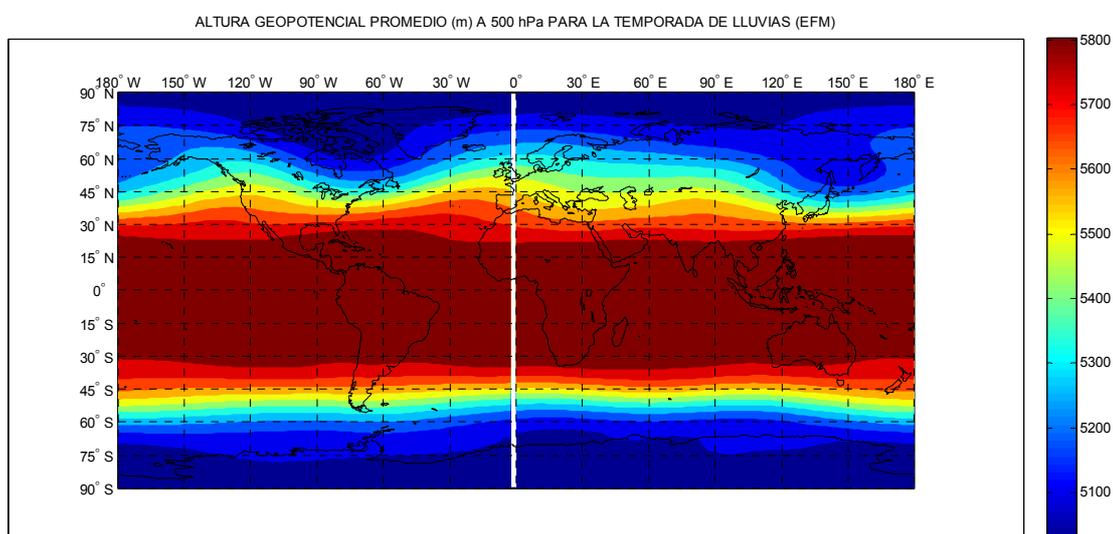


Figura 5.38 Alturas Geopotenciales promedio a 500 hPa, para la temporada de lluvias (EFM)

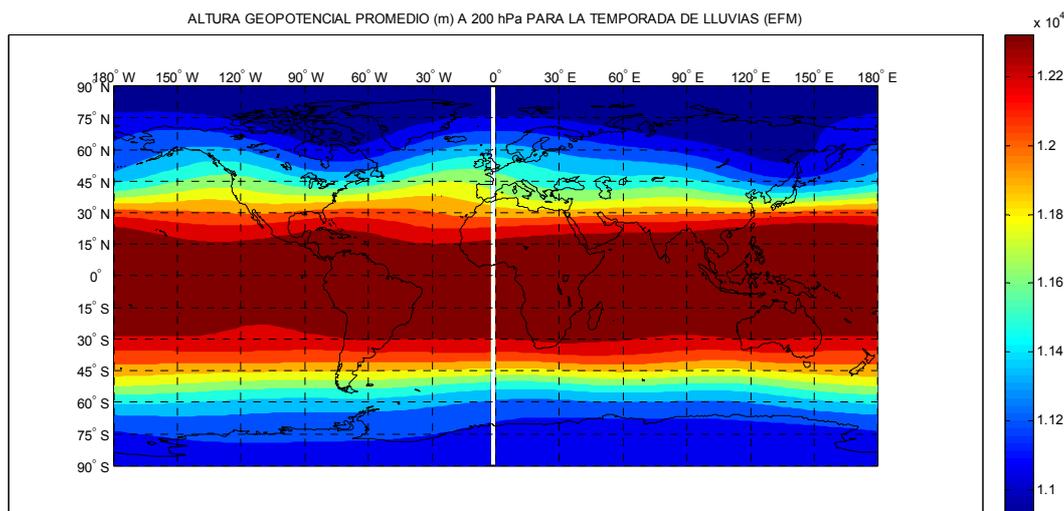


Figura 5.39 Alturas Geopotenciales promedio a 200 hPa, para la temporada de lluvias (EFM)

Se observa que a 850 hPa (figura 5.37), existe núcleos de alta presión sobre los 22° de latitud sur, tanto en el Océano Pacífico y como en el Atlántico. Para los 500 hPa y los 200 hPa (figuras 5.38 y 5.39), se observan condiciones bastante homogéneas, es decir altas presiones en una franja que varía entre las latitudes 20°N y 30°S.

5.7. Correlación SPI - Altura Geopotencial

Se ha desarrollado mapas de correlación entre las alturas geopotenciales a 850 hPa, 500 hPa, 200 hPa (NCEP Reanalysis) a nivel mensual y el índice estandarizado de precipitación promedio para los meses de enero, febrero y marzo, los análisis han considerado rezagos de hasta 3 meses previos.

Las figuras 5.40, 5.41 y 5.42 muestran los mapas de correlación para los índices estandarizado de la precipitación de febrero y las alturas geopotenciales a 850 hPa, 500 hPa, 200 hPa del mes de diciembre (lag: -2). Las áreas ubicadas dentro de la línea roja tienen significancia estadística al 95%.

El análisis para el mes de enero y el de febrero bajo distintos niveles y rezagos temporales se muestran en detalle en el Anexo 3.

Del análisis de la información se observa que para el mes de enero a 200 hPa y 500 hPa, no se encuentran núcleos de alta correlación que se mantengan durante los tres meses de análisis, observándose importantes variaciones espaciales de los núcleos de alta correlación.

Para los 850 hPa, si se observa una tendencia de valores positivos de correlación en la zona del Pacífico Oriental.

Para el mes de febrero y sobre los 200 hPa y los 500 hPa, se observa correlaciones positivas persistentes en la zona del Pacífico Sur Oriental, así como correlaciones negativas importantes en la zona del Pacífico Ecuatorial, frente a la costa norte de Perú durante los tres meses de análisis.

Para los 850 hPa, solo se observa correlaciones positivas importantes en la zona sur oriental del Pacífico.

Para el mes de marzo a 200, 500 y 850 hPa no se observan núcleos de correlación permanentes durante el periodo de análisis, observándose menores niveles de correlación en comparación a los meses de enero y febrero.

De forma similar a lo observado para los índices climáticos, febrero es el mes en donde se observa la mayor correlación durante los tres meses de análisis; siendo marzo es el mes en el que se presenta el menor nivel de correlaciones.

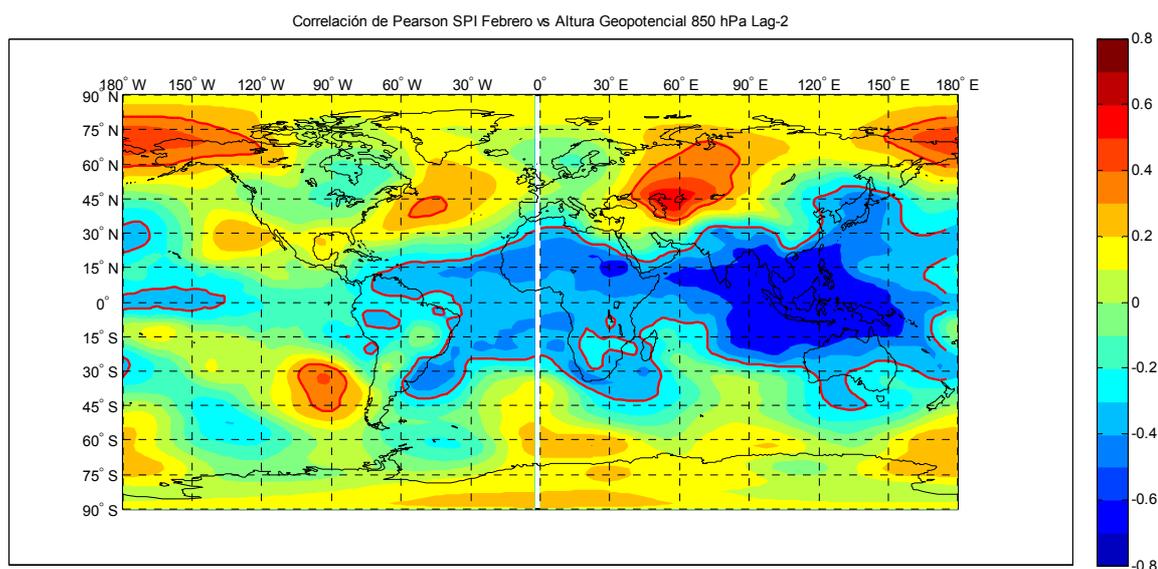


Figura 5.40 Mapa de Correlación Índice estandarizado de precipitación febrero altura geopotencial 850 hPa lag: -2

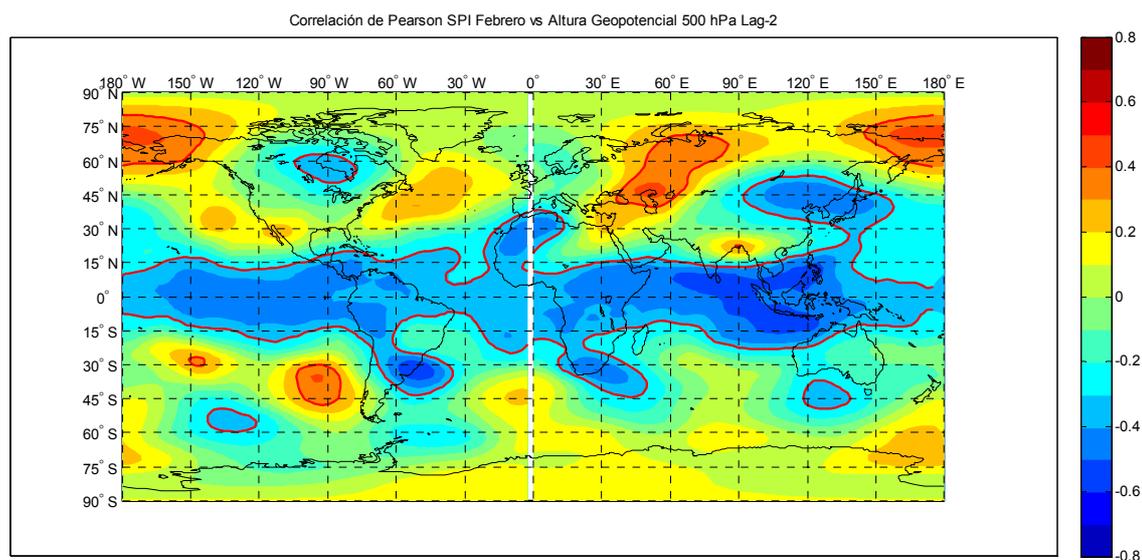


Figura 5.41 Mapa de Correlación Índice estandarizado de precipitación febrero altura geopotencial 500 hPa lag: -2

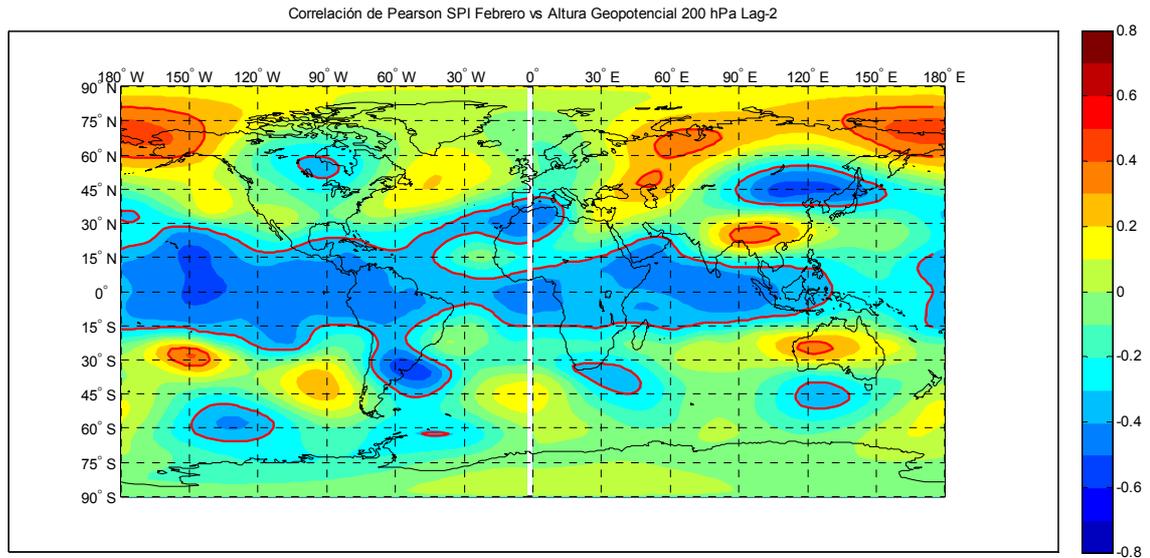


Figura 5.42 Mapa de Correlación Índice estandarizado de precipitación febrero altura geopotencial 200 hPa lag: -2

Debido a la alta variabilidad y baja persistencia de los núcleos de alta correlación, la altura geopotencial no ha sido incluida como un predictor de las condiciones de la sequía. Sin embargo, se ha propuesto realizar análisis adicionales considerando la magnitud y la dirección del viento a fin de determinar patrones en la circulación de la zona de estudio.

5.8. Correlación SPI - Temperatura de la Superficie del Mar

Utilizando información de las temperaturas de la superficie del mar, obtenidas de: NCEP Reanalysis (NOAA_ERSST_V3), procesada por la NOAA/OAR/ESRL PSD Web site: <http://www.cdc.noaa.gov/> se han construido mapas de correlación entre el índice estandarizado de precipitación promedio mensual y la temperatura de la superficie del mar, para los meses de enero, febrero y marzo, correspondientes al periodo de lluvias en el área de estudio. Se han realizado análisis de correlación para rezagos de hasta 3 meses previos. Las áreas ubicadas dentro de la línea roja tienen significancia estadística al 95% de confiabilidad.

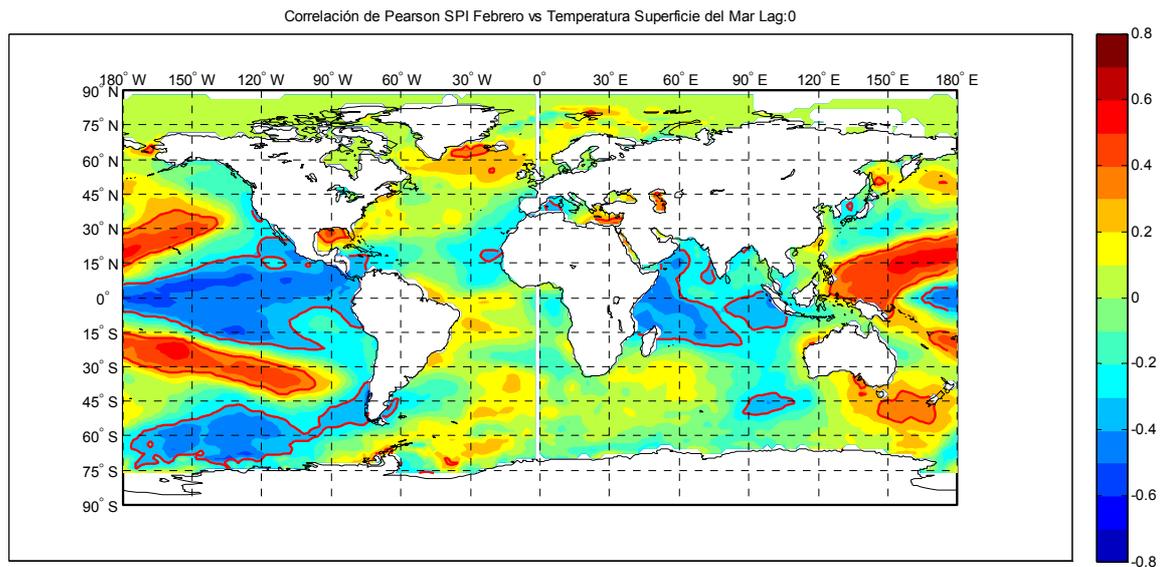


Figura 5.43 Mapa de Correlación Índice estandarizado de precipitación febrero -temperatura de la superficie del mar lag: 0

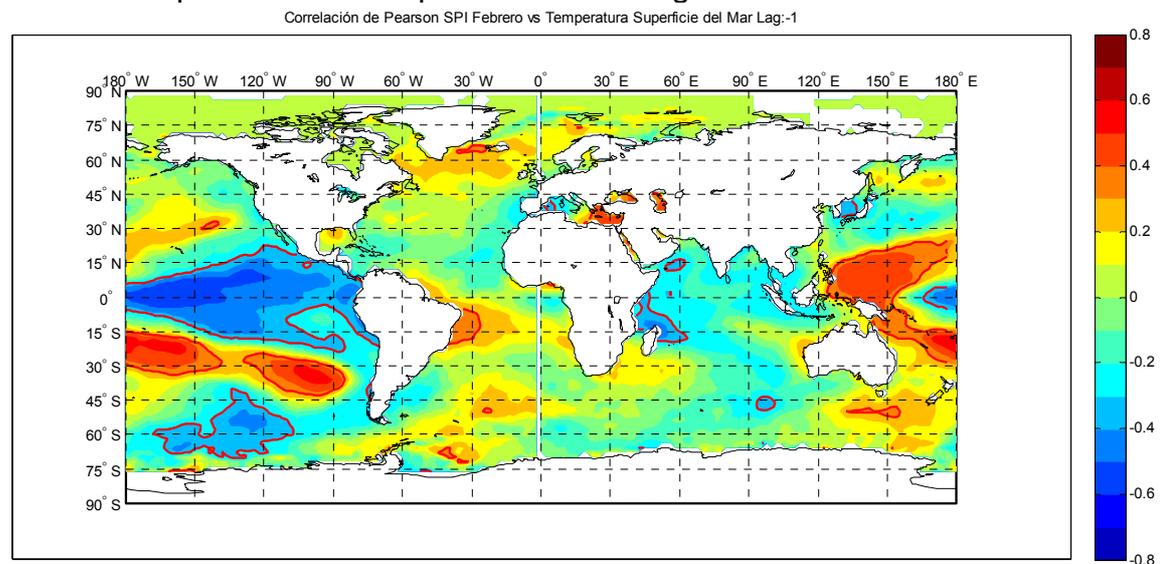


Figura 5.44 Mapa de Correlación Índice estandarizado de precipitación febrero -temperatura de la superficie del mar lag: -1

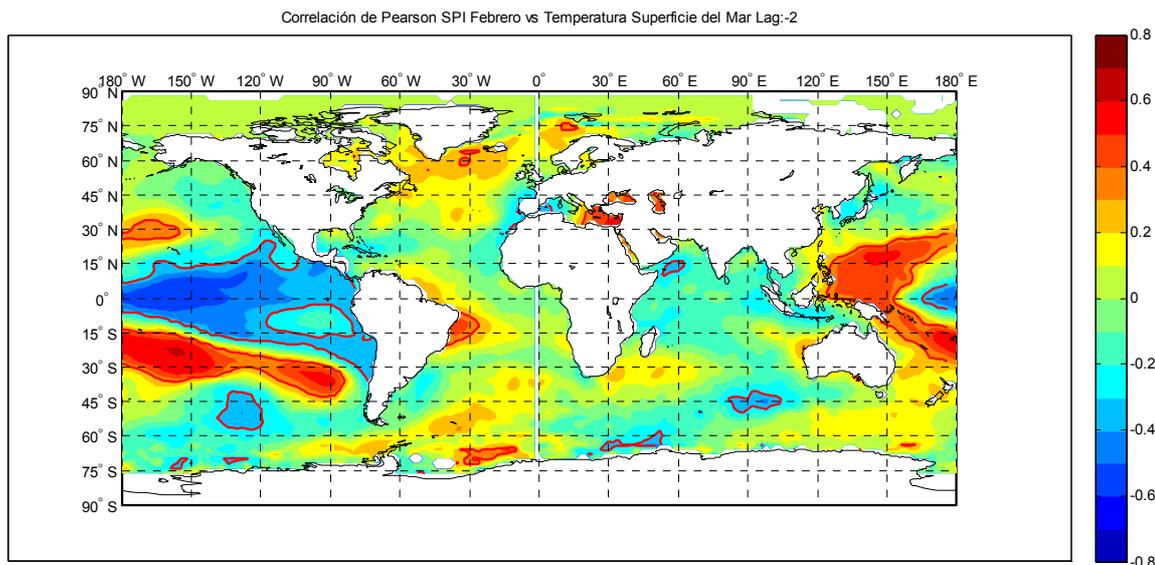


Figura 5.45 Mapa de Correlación Índice estandarizado de precipitación febrero -temperatura de la superficie del mar lag: -2

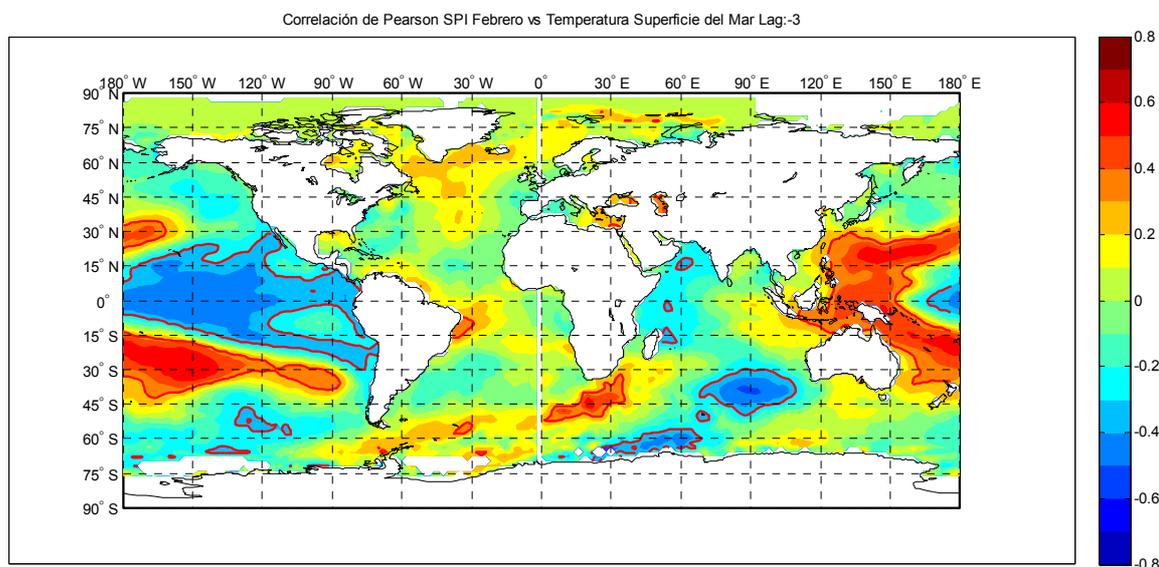


Figura 5.46 Mapa de Correlación Índice estandarizado de precipitación febrero -temperatura de la superficie del mar lag: -3

Las figuras 5.43, 5.44, 5.45 y la 5.46 muestran los mapas de correlación entre el índice estandarizado de precipitación promedio para el mes de febrero y las temperaturas de la superficie del mar para rezagos temporales de cero a tres meses.

Se observa niveles de correlación negativa en grandes áreas del Pacífico Ecuatorial, que son persistentes para el tiempo de análisis; estos valores se corresponden con las correlaciones obtenidas en el apartado 5.5, es decir entre la temperatura del mar en la zonas del Niño 1-2, 3, 4 y 3-4. Los valores negativos de las correlaciones obtenidas son consistentes con la ubicación de las zonas del niño, cercanas al Pacífico Ecuatorial.

Correlaciones positivas se observan en áreas importantes del Pacífico Sur y el norte de Australia; sin embargo, hay que resaltar la presencia de un núcleo

bastante definido y permanente de correlación positiva durante el periodo de análisis, ubicado entre los 30° y 40° de latitud sur y entre los 90° y 120° de longitud oeste, cercano a la zona de desarrollo del anticiclón del Pacífico Sur.

Se ha observado que los índices del fenómeno Enso están calculados a partir de variables climáticas ubicadas en la zona del Pacífico Tropical. Se propone un nuevo índice calculado a partir del valor de la temperatura de la superficie del mar en la zona del núcleo de alta correlación ubicado en la zona del Pacífico Sur. Los altos coeficientes de correlación, la cercanía al área de estudio y la posibilidad de incluir la variabilidad climática extratropical en la construcción del modelo de pronóstico hacen interesante la evaluación del potencial predictor de este nuevo índice al cual se le ha denominado temperatura de la superficie del mar del Pacífico Sur.

5.9. Modelo de Pronóstico

Luego de la evaluación de régimen de precipitaciones de la región y del análisis de correlaciones entre los distintos indicadores macroclimáticos, se concluye que es posible desarrollar un modelo de pronóstico para las condiciones de sequía a fin de contar con una importante herramienta de gestión de los recursos hídricos y de previsión de los eventos extremos.

El modelo propuesto se orienta a pronosticar el grado de la sequía probable en los meses de la temporada de lluvias, es decir enero, febrero y marzo, en los cuales se produce más del 75% de la precipitación anual, con lo cual prácticamente se determina la disponibilidad del recurso hídrico para el resto del año.

Del análisis de correlaciones y de los tiempos de rezago se ha definido diciembre como el mes de inicio del pronóstico. Meses como noviembre, octubre o incluso septiembre son mejores desde el punto de vista de la antelación del pronóstico; sin embargo, los bajos niveles de correlación no significativa con los meses de la temporada de lluvia (la cual resulta aún menor para el mes de marzo) no permiten que sean empleados en el desarrollo de un modelo de pronóstico.

Luego de haber definido el mes de inicio y los meses objetivos para el pronóstico, procedemos a construir la tabla 5.4 en la cual se incluyen las correlaciones entre las variables macroclimáticas del mes de diciembre y el índice estandarizado de precipitación para los meses de enero, febrero y marzo, los valores en negritas indican significancia estadística al 95%.

	Enero	Febrero	Marzo
	Lag		
	-1	-2	-3
ÍNDICE DE OSCILACIÓN DEL SUR	0.4108	0.4840	0.2006
NIÑO 1-2	-0.2772	-0.3232	-0.2635
NIÑO 3	-0.2293	-0.4488	-0.3302
NIÑO 4	-0.2256	-0.5203	-0.1668
NIÑO 3-4	-0.2283	-0.5233	-0.3159
TSM ATLÁNTICO ZONA TROPICAL	-0.2489	-0.3896	-0.2022
IMENSO	-0.3103	-0.5414	-0.2795
TSM PACIFICO SUR	-0.0349	0.3900	0.4347

Tabla 5.4 Resumen del análisis de correlación cruzada

En la tabla 5.4 se observa que la correlación varía en función al mes de análisis, existiendo en el caso de enero correlaciones significantes con el índice de oscilación del sur y el IMENSO, en el mes de febrero todas las variables analizadas tienen correlación aceptable y para el mes de marzo las mayores correlaciones se producen con el Niño 3, Niño 3-4 y el índice de la temperatura del mar en el Pacífico Sur.

5.10. Arquitectura de las Redes

Input/Output

Debido a que para cada mes son distintas las variables macroclimáticas que tienen una mayor correlación con los SPI respectivos, se ha decidido elaborar redes independientes para el pronóstico de cada mes. La construcción de las redes incluye como variables de entrada los índices macroclimáticos que presentan la mayor correlación. La variable de salida es única y corresponde al SPI del mes bajo análisis.

En la tabla 5.5 se muestra las variables de entrada y salida de las tres redes propuestas para el pronóstico de las condiciones de sequía durante la temporada de lluvias. Los índices macroclimáticos corresponden al mes de diciembre y serán utilizados como variables de entrada a las redes neuronales. Las variables de salida corresponden a los SPI del mes correspondiente.

	RED 1	RED 2	RED 3
	INPUT		
Lag	1 mes	2 meses	3 meses
Mes	Diciembre	Diciembre	Diciembre
Indice	SOI	SOI	NIÑO 3
	IMENSO	NIÑO 1-2	NIÑO 3-4
		NIÑO 3	TSM PACIFICO SUR
		NIÑO 4	
		NIÑO 3-4	
		TSM ATLANTICO ZONA TROPICAL	
		INDICE IMENSO	
		TSM PACIFICO SUR	
	OUTPUT		
Mes	Enero	Febrero	Marzo
Indice	SPI	SPI	SPI

Tabla 5.5 Esquema de redes neuronales propuesto

En el caso de febrero se han planteado dos alternativas, la primera considera utilizar las 8 variables macroclimáticas y debido a la cantidad de parámetros que implica un modelo con muchos variables de entrada y se ha desarrollado una segunda alternativa utilizando solo tres variables macroclimáticas, seleccionadas en función a su mayor nivel de correlación (SOI, Niño 3-4, IMENSO).

Estructura de la Red

Se han utilizado redes neuronales del tipo *multilayer feedforward* de tres capas, este tipo de redes vienen siendo utilizadas en la solución de diversos problemas en el campo de la hidrología, ya que existe un teorema que demuestra que una red neuronal con tres capas y el número adecuado de nodos ocultos, tiene la capacidad de poder aproximar cualquier función continua con el grado de precisión requerido, Funahashi, K. (1989).

La primera capa contiene a las unidades de entrada, con un número de nodos definidos por el número de variables macroclimáticas predictoras. La segunda es la capa oculta y el número de nodos se han determinado por un procedimiento de prueba y error. La capa final o de salida solo contiene un nodo que se relaciona con el SPI del mes a predecir.

Se empleó un procedimiento de crecimiento progresivo para la determinación del número de nodos de la capa oculta. Debido al reducido número de ejemplos para el entrenamiento y a fin de respetar el principio de parsimonia de los parámetros se ha limitado la cantidad de nodos ocultos a solo tres.

La función PSP (*post-synaptic-potential*) aplicada a los nodos ocultos y de salida corresponde a la combinación lineal de los pesos y las entradas. En los nodos ocultos se ha utilizado como función de activación la tangente hiperbólica se ha elegido esta función por su capacidad de generar valores negativos, acorde con los requerimientos de la red. Para la capa de salida se ha utilizado una función de activación lineal.

La tabla 5.6 muestra las distintas alternativas de modelos de redes considerados en el presente estudio. Para el mes de enero se tienen dos alternativas con 2 y 3 nodos ocultos. Para el mes de febrero se han analizado 4 alternativas con 8 y 3 nodos de entradas y con 2 y 3 nodos ocultos. Para el mes de marzo se tienen 2 alternativas con 2 y 3 nodos ocultos.

MODELO	ARQUITECTURA	INPUT	OUTPUT
M-I	2-2-1	- SOI - IMENSO	SPI Enero
M-II	2-3-1	- SOI - IMENSO	SPI Enero
M-III	8-2-1	- SOI - Niño 1-2 - Niño 3 - Niño 4 - Niño 3-4 - TSM Atlan. Tropical - IMENSO - TSM Pac. Sur	SPI Febrero
M-IV	8-3-1	- SOI - Niño 1-2 - Niño 3 - Niño 4 - Niño 3-4 - TSM Atlan. Tropical - IMENSO - TSM Pac. Sur	SPI Febrero
M-V	3-2-1	- SOI - Niño 3-4 - IMENSO	SPI Febrero
M-VI	3-3-1	- SOI - Niño 3-4 - IMENSO	SPI Febrero
M-VII	3-2-1	- Niño 3 - Niño 3-4 - TSM Pac. Sur	SPI Marzo
M-VIII	3-3-1	- Niño 3 - Niño 3-4 - TSM Pac. Sur	SPI Marzo

Tabla 5.6 Alternativas de modelos propuestos

Se han realizado análisis adicionales con redes de 1 y 4 nodos ocultos; sin embargo, con un solo nodo oculto no se pudieron representar adecuadamente los estímulos-respuesta. En el caso de 4 nodos ocultos se observó un mejor ajuste a las series de SPI; sin embargo, el elevado número de parámetros indicaba un sobreajuste de la red.

En la figura 5.47 se muestra esquemáticamente la arquitectura de las redes neuronales propuestas.

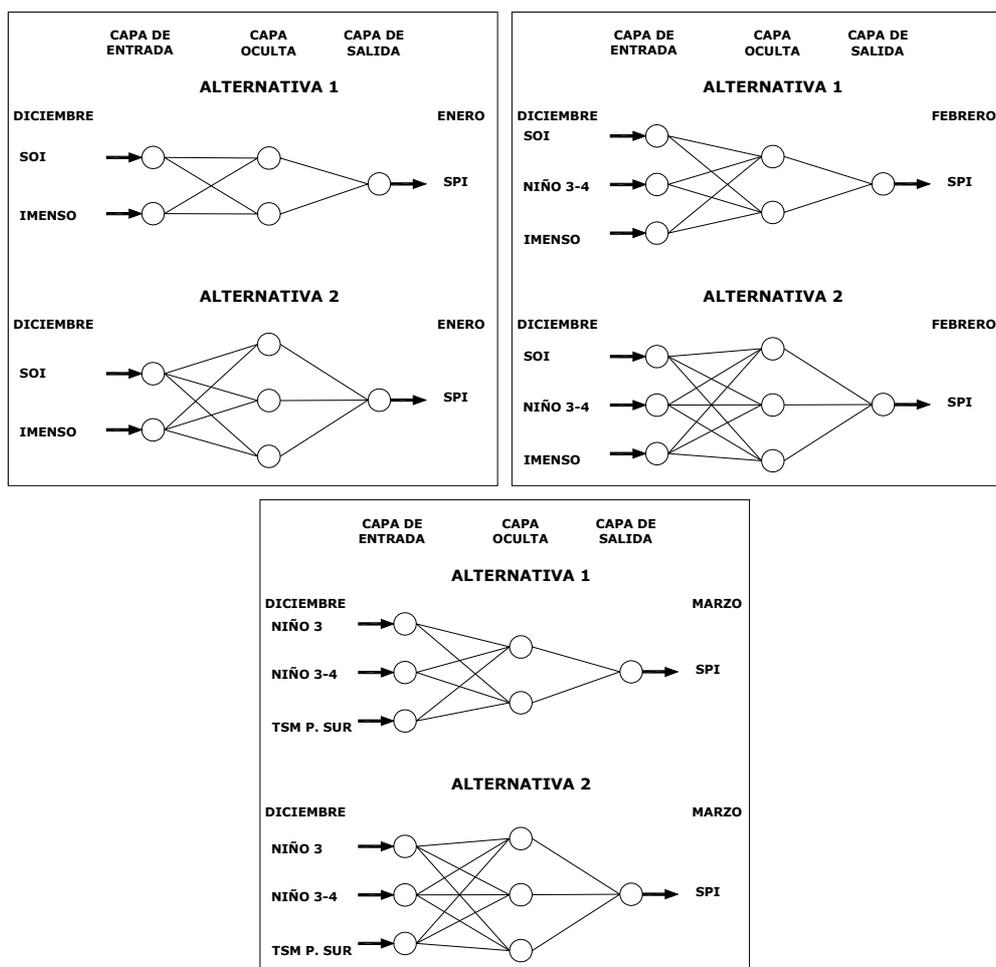


Figura 5.47 Redes Neuronales: Arquitecturas propuestas

Normalización de los Datos

Ya que tanto los datos de entrada (índices macroclimáticos) como los datos de salida (índice estandarizado de precipitación) proceden de variables normalizadas estadísticamente, no ha sido necesario realizar ninguna transformación adicional a la información.

Debido a la normalización estadística realizada, las variables de entrada y salida tienen un rango que varía entre -5 a 5, siendo necesario que la red reproduzca salidas con valores negativos.

Inicialización de los Pesos

La determinación de los pesos iniciales es importante en el proceso de entrenamiento, número de iteraciones y en la calidad de la solución encontrada. Se ha utilizado el método de Nguyen y Widrow que tiene ventajas respecto a la inicialización aleatoria de los pesos, puesto que el algoritmo evita que las funciones de activación o sus derivadas sean cero o se saturen. El desarrollo del método se encuentra en el capítulo 4.

Medidas de la Bondad del Modelo

El error medio cuadrático (*mean squared error*) ha sido empleado como función de la evaluación del error de la red. Esta función es acorde con el método de entrenamiento y con el cálculo de la aproximación de la matriz Hessiana.

Entrenamiento de la Red

Para el entrenamiento de la red se ha aplicado el método de *Levenberg-Marquardt* backpropagation, este método utiliza un gradiente de segundo orden, expresado en una aproximación de la matriz Hessiana, con lo cual se incrementa considerablemente la velocidad del entrenamiento. *Levenberg-Marquardt* es uno de los métodos de mayor rapidez de aprendizaje y se ajusta bien a la arquitectura de las redes del estudio (número de nodos y función de evaluación del error).

El periodo de análisis se definió desde septiembre de 1966 hasta agosto del 2008, por lo tanto solo se dispone de 42 años hidrológicos de información con lo cual el número total de ejemplos disponible para el entrenamiento de las redes es de 42. El bajo número de ejemplos disponibles obliga a limitar la cantidad de nodos en la red, a fin de que el número de parámetros sea menor al número de ejemplos de entrenamiento y evitar el sobreajuste de la red.

En la tabla 5.6 se observa la clasificación de los ejemplos disponibles para el entrenamiento de las redes. El conjunto de ejemplos de entrenamiento son presentados a la red durante el proceso de entrenamiento y la red se ajusta de acuerdo a su error. Los datos de validación se utilizan para evaluar la capacidad de generalización de la red; así como, en la definición de los criterios de parada del entrenamiento.

Los datos de test no intervienen en el proceso de entrenamiento y representan una medida independiente de la bondad del modelo, durante y luego del entrenamiento. La división de los datos se realiza de forma aleatoria.

Tipo	N°	%
Entrenamiento	26	60%
Validación	8	20%
Test	8	20%
Total	42	100%

Tabla 5.7 Clasificación de datos para el entrenamiento

Debido al limitado número de datos y de nodos ocultos en la red, resultó complicado obtener coeficientes de correlación aceptables para los tres conjuntos de datos. Por lo cual se desarrollo un procedimiento exhaustivo y se realizaron 5,000 entrenamientos por cada alternativa, seleccionando la red con el mejor comportamiento, es decir con el mejor nivel de correlación. Los siguientes gráficos muestran las series del SPI del mes correspondiente, la respuesta de la red y los indicadores del ajuste de la red para los tres conjuntos de datos (entrenamiento, validación y test), los resultados es la mejor solución de los 5,000 entrenamientos analizados.

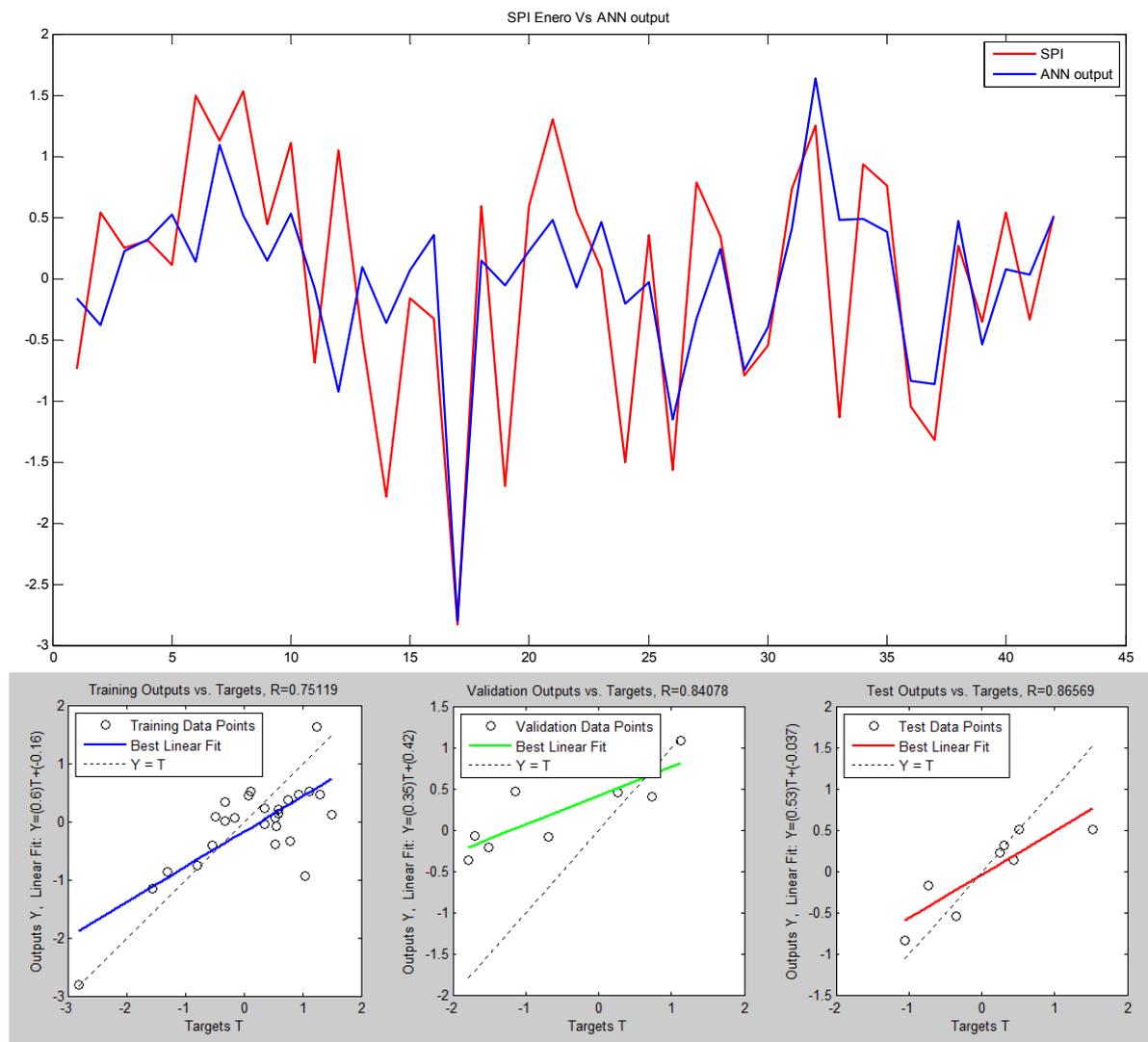


Figura 5.48 M-I (2-2-1), Entradas: SOI, IMENSO de diciembre, salida: SPI de enero

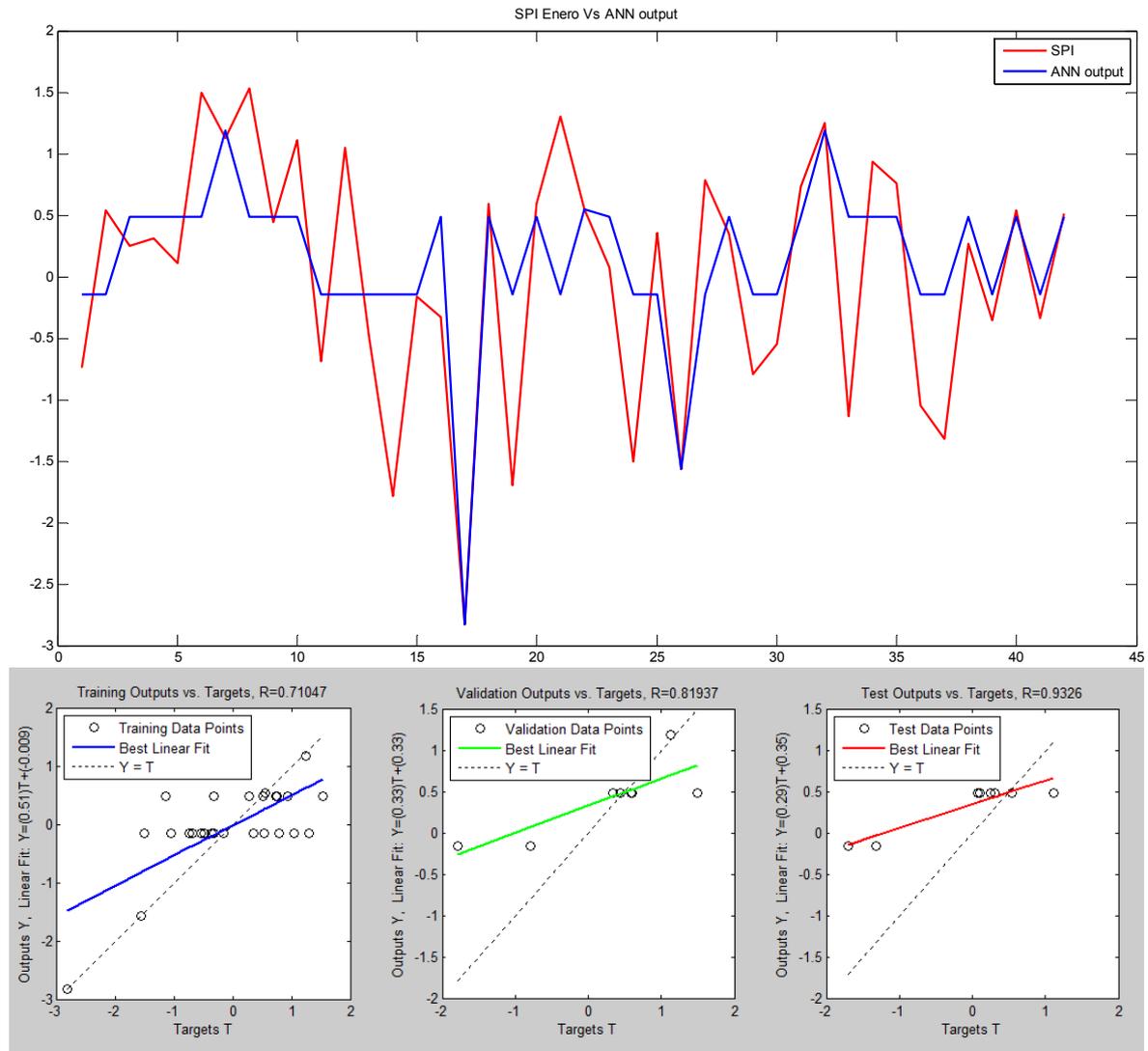


Figura 5.49 M-II (2-3-1), Entradas: SOI, IMENSO de diciembre, salida: SPI de enero

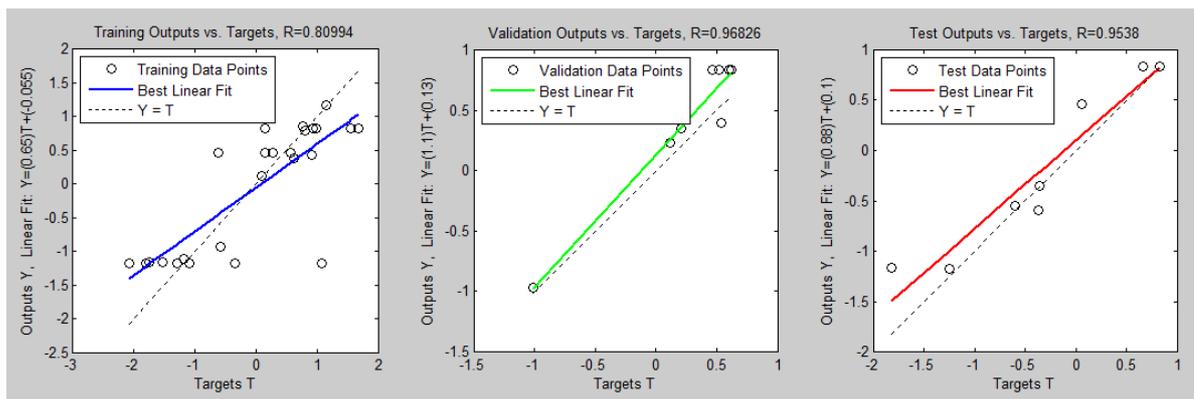
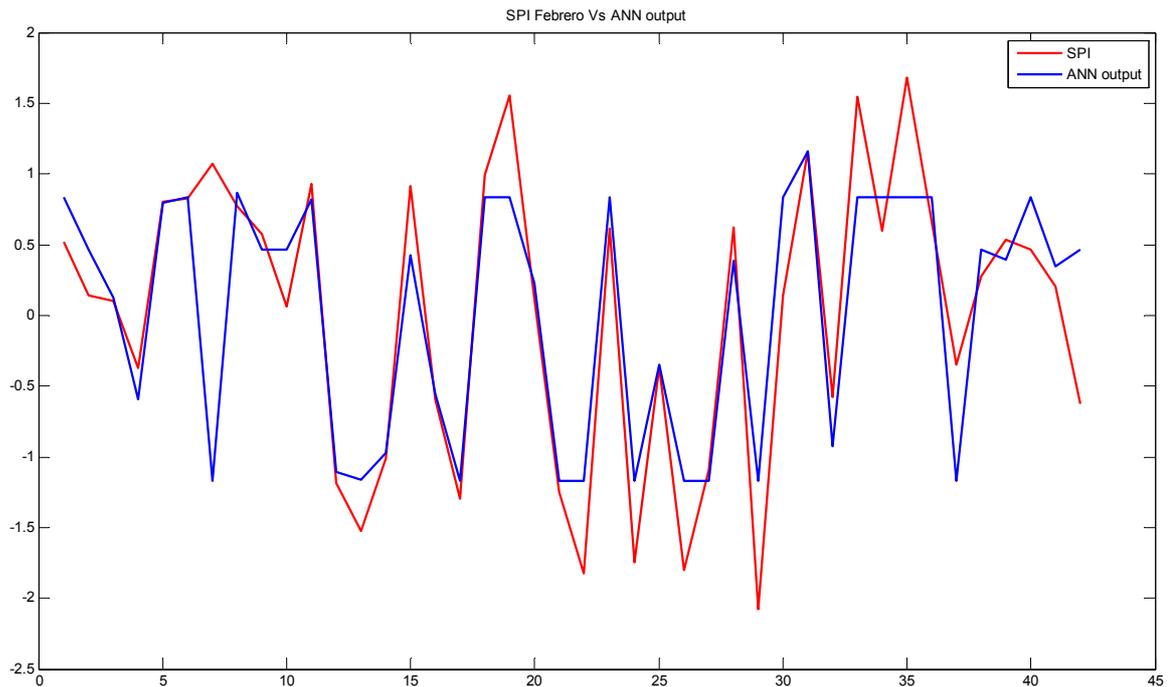


Figura 5.50 M-III (8-2-1), Entradas: SOI, Niño 1-2, 3, 4, 3-4, TSM Atlan. Tropical, IMENSO, TSM Pacifico sur de diciembre, salida: SPI de febrero

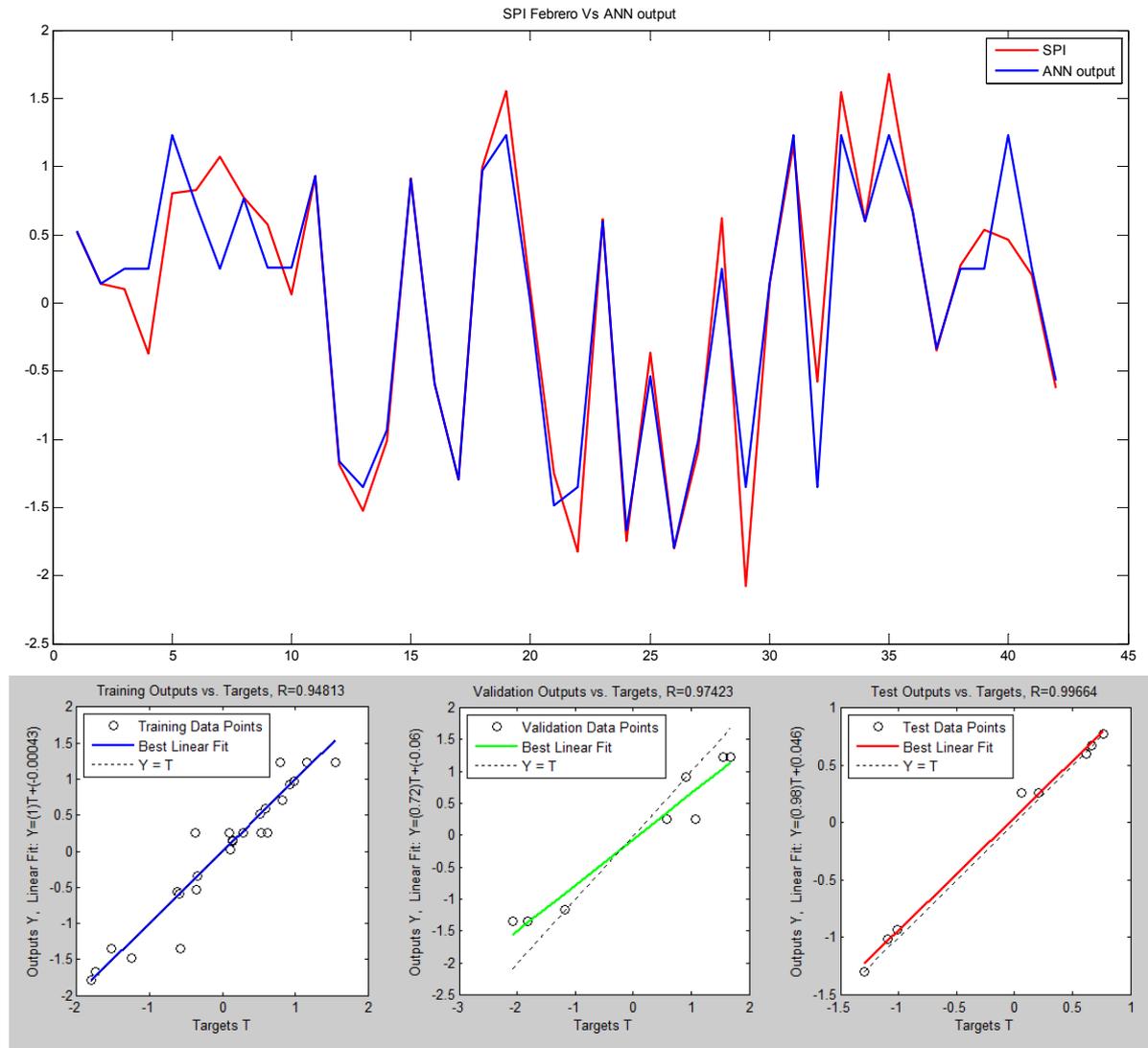


Figura 5.51 M-IV (8-3-1), Entradas: SOI, Niño 1-2, 3, 4, 3-4, TSM Atlán. Tropical, IMENSO, TSM Pacífico sur de diciembre, salida: SPI de febrero

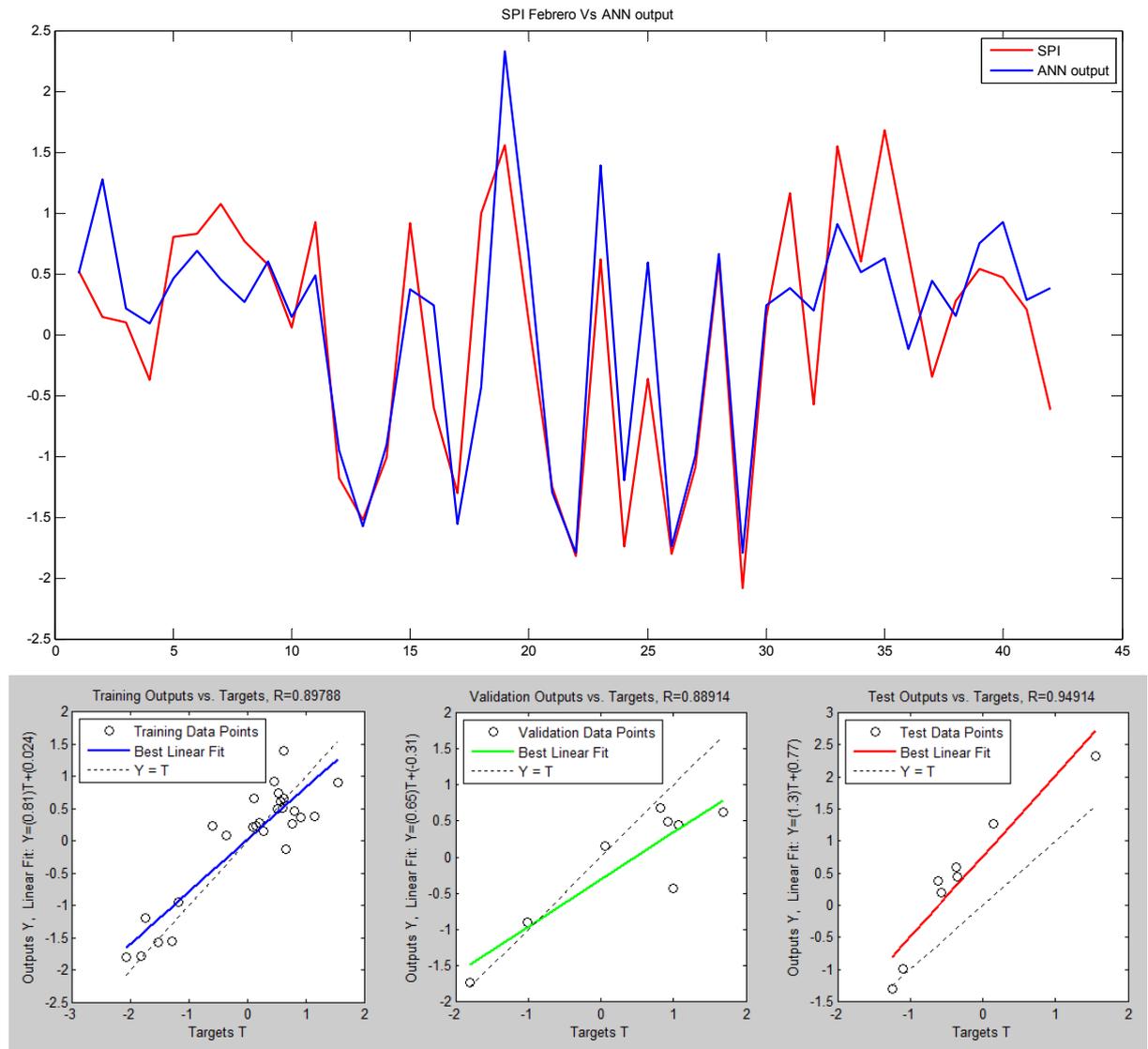


Figura 5.52 M-V (3-2-1), Entradas: SOI, Niño 3-4, IMENSO de diciembre, salida: SPI de febrero

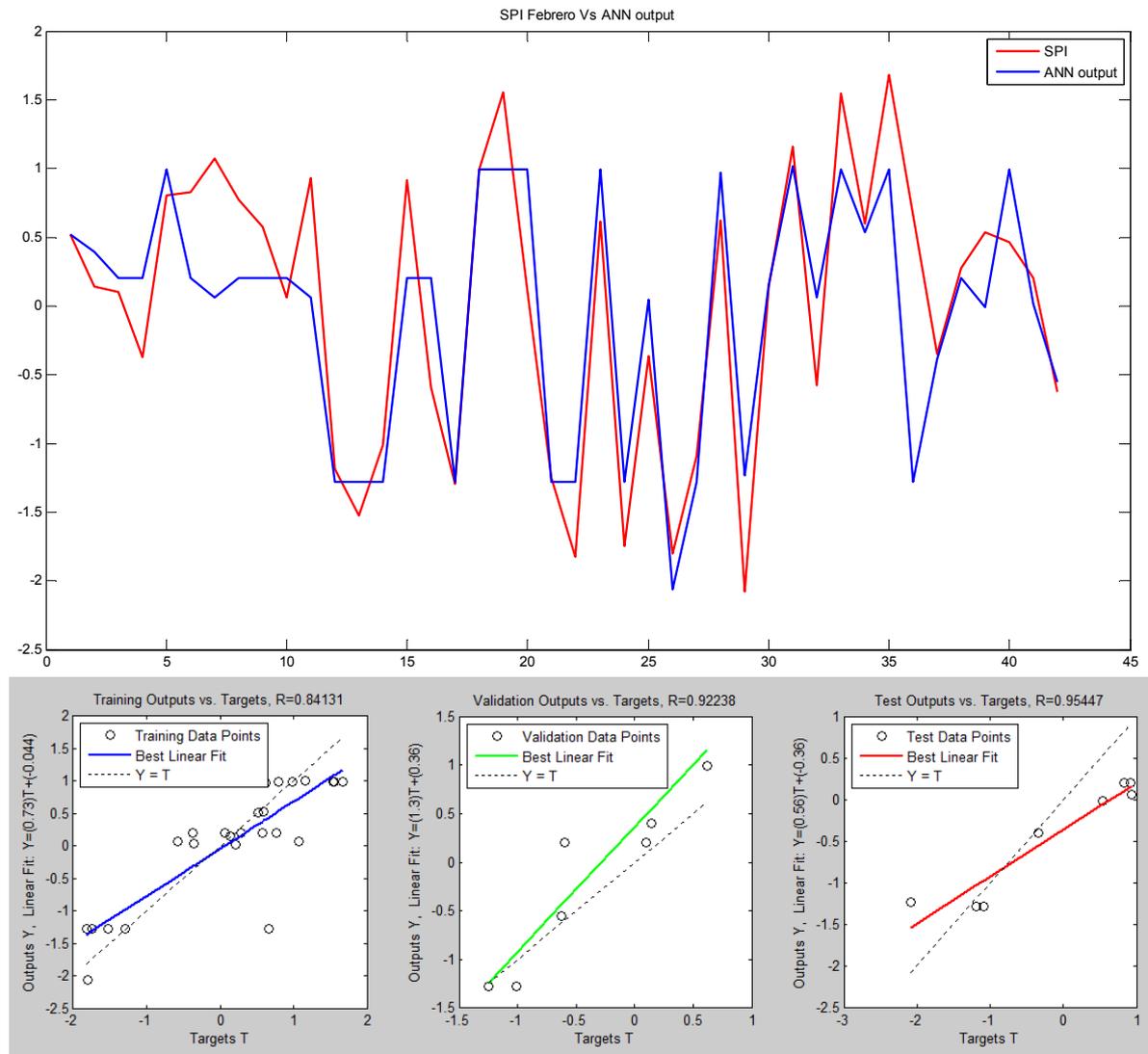


Figura 5.53 M-VI (3-3-1), Entradas: SOI, Niño 3-4, IMENSO de diciembre, salida: SPI de febrero

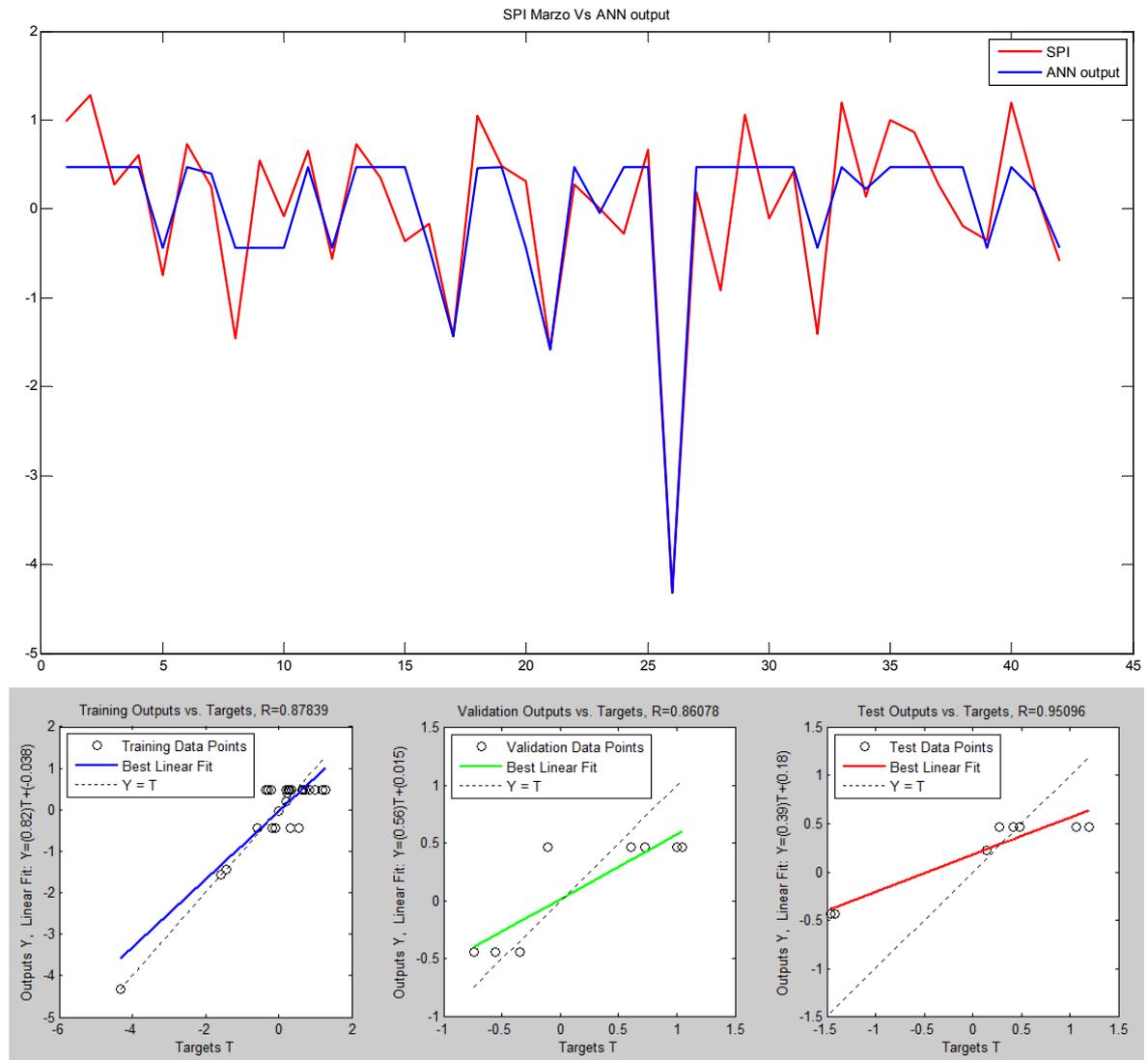


Figura 5.54 M-VII (3-2-1), Entradas: SOI, Niño 3, 3-4, TSM Pacífico sur de diciembre, salida: SPI de marzo

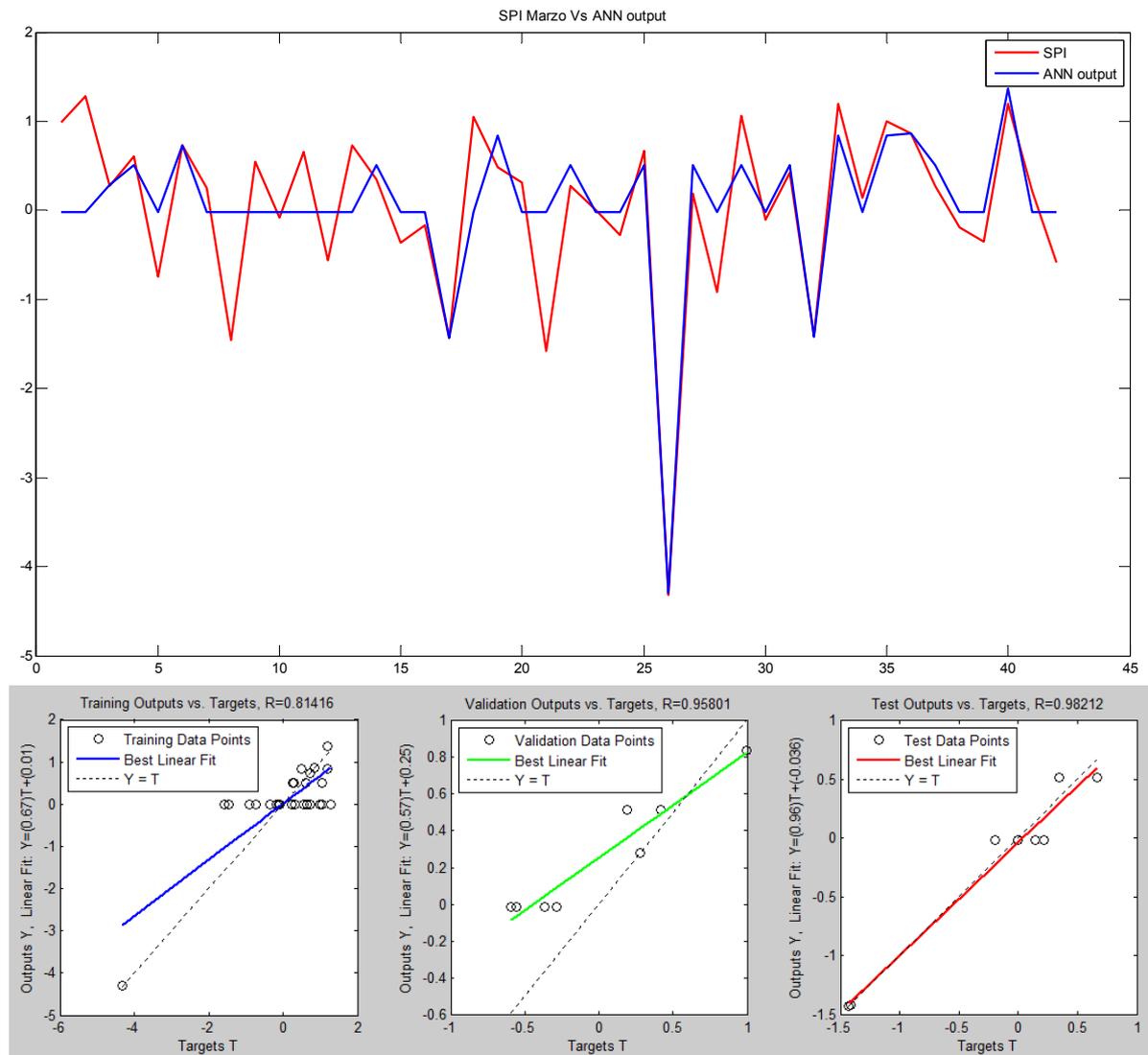


Figura 5.55 M-VIII (3-3-1), Entradas: SOI, Niño 3, 3-4, TSM Pacífico sur de diciembre, salida: SPI de marzo

La siguiente tabla muestra los coeficientes de correlación obtenidos luego del proceso de entrenamiento para los modelos desarrollados.

Modelo	r		
	Entrenamiento	validación	test
M-I	0.75119	0.84078	0.86569
M-II	0.71047	0.81937	0.93260
M-III	0.80994	0.96826	0.95380
M-IV	0.94813	0.97423	0.99664
M-V	0.89788	0.88914	0.94914
M-VI	0.84131	0.92238	0.95447
M-VII	0.87839	0.86078	0.95096
M-VIII	0.81416	0.95801	0.98212

Tabla 5.8 Coeficientes de correlación de modelos de pronóstico

En general se observan coeficientes de correlación mayores a 0.7 para todos los modelos desarrollados, los coeficientes de validación y de test son mayores a los de entrenamiento los cual se explica por la mayor cantidad de datos en el conjunto de entrenamiento.

Considerando que se está analizando la variabilidad climática, el nivel de correlación obtenido es bastante aceptable, y puede ser utilizado en la definición de estados o condiciones de sequías.

Capítulo 6

CONCLUSIONES

El objetivo principal de la presente investigación fue evaluar las interrelaciones existentes entre los índices climáticos globales y los indicadores del comportamiento de las sequías en el Sur del Perú, para ampliar nuestro conocimiento del fenómeno de la sequía y, de esa forma, desarrollar herramientas de gestión de los recursos hídricos en una de las zonas más áridas del planeta.

La tesina se inició con el estudio del Fenómeno Enso, con el fin de evaluar la influencia que produce sobre la variabilidad climática de la zona Sur de Perú. El Enso es el conjunto más importante de variaciones océano-atmosféricas en la región del Pacífico Ecuatorial, con una escala de tiempo que comprende desde meses hasta varios años.

Este fenómeno océano-atmosférico de mesoescala, tiene su componente atmosférica en la Oscilación del Sur; mientras que la componente oceánica se encuentra en el Fenómeno de El Niño. Las complejas interacciones océano-atmosféricas que se producen durante el Enso, generan modificaciones en la dirección y velocidad de los vientos alisos, así como el debilitamiento de la celda de Walker e incrementos anómalos de la temperatura en el Océano Pacífico Tropical.

El ciclo Enso explica gran parte de la variabilidad climática interanual en el Trópico, aunque su influencia se extiende también a regiones extratropicales a través de esquemas de teleconexiones climáticas, a las que se superponen efectos de modos climáticos de baja frecuencia, como la Oscilación Decadal del Pacífico.

En la zona Sur del Perú, se conjugan diversos factores para crear uno de los climas más áridos del mundo. Sin embargo, la presencia de un océano de aguas frías, que limita la evaporación y mantiene condiciones climáticas estables, es el factor principal y responsable de la ausencia de precipitaciones a lo largo de la Costa peruana.

La Cordillera de los Andes constituye otro factor importante en la definición del clima de América del Sur. Este imponente obstáculo a la circulación general que, en su zona central se amplía dando origen al Altiplano peruano-boliviano, evita que grandes masas de aire húmedo –procedentes del Océano Atlántico– produzcan precipitaciones sobre el flanco occidental de la Cordillera de los Andes.

Por último, la presencia de la subsidencia atmosférica, relacionada a la circulación atmosférica en el Pacífico Sudeste y la región ecuatorial, produce

calentamiento en la atmósfera que, sumado a la baja temperatura del mar, da origen a la capa de inversión térmica que en los primeros 2 mil metros de la atmósfera, es persistente durante casi todo el año y evita la formación de precipitaciones.

La zona de estudio se encuentra influenciada, tanto por las condiciones climáticas de la zona del Pacífico como por las del Altiplano sudamericano. La precipitación que se produce sobre el Altiplano es fundamental para las actividades económicas del sur oeste peruano, al ser la única fuente de recarga de los acuíferos y definir el caudal de los ríos de las cuencas del Pacífico.

El ciclo estacional de precipitación en el Altiplano está relacionado con cambios en la dirección del viento de la zona alta y media de la troposfera sobre los Andes Centrales: la presencia de flujos de aire con dirección al este favorecen condiciones de humedad, mientras que flujos hacia el oeste causan condiciones de sequía.

Un fenómeno importante en la circulación del Altiplano es la “Alta Boliviana”, núcleo de altas presiones que se forma durante el verano austral sobre los 500 hPa y 200 hPa. La intensidad y posición de este anticiclón afecta la dirección y velocidad de los vientos del este, influyendo en el nivel de precipitaciones que se produce sobre el sur este peruano.

Un corrimiento hacia el norte de la Alta Boliviana condiciona vientos del oeste con bajos contenidos de humedad y, por lo tanto, ausencia de precipitación. Por el contrario, un desplazamiento del anticiclón hacia el sur permite el transporte de masas de aire húmedo provenientes del Atlántico y la presencia de precipitaciones sobre el Altiplano peruano boliviano. Sin embargo, el análisis de correlación desarrollado entre los Índices Estandarizados de Precipitación (SPI) y las alturas potenciales sobre los 500 hPa y 200 hPa no evidenció la presencia de un núcleo de alta correlación en la zona de formación de la Alta Boliviana.

Los problemas en el manejo de recursos hídricos en zonas áridas y semiáridas –como ocurre con el Sur peruano– son aún más complejos ante la presencia de sequías, siendo necesario implementar herramientas para la previsión y mitigación de sus efectos.

Las sequías son fenómenos naturales, recurrentes, de un comportamiento complejo, caracterizado por el lento desarrollo temporal y la amplia cobertura espacial. Los complejos procesos de transferencia entre los componentes del ciclo hidrológico, así como la diversidad de sectores afectados por sequías y el amplio rango de demandas del recurso, complican la realización de una sola definición de sequía. No obstante, existe un consenso en definir a las sequías como “una condición de insuficiencia de la cantidad de recursos hídricos, causados por un déficit de precipitaciones sobre una región y durante un periodo de tiempo determinado”.

Índices numéricos son necesarios en la evaluación y caracterización de las sequías, los cuales se emplean en la comparación espacial y temporal de diferentes eventos. Debido a las múltiples definiciones de la sequía, resulta

complejo desarrollar un único índice numérico universal que pueda representar la intensidad, severidad, así como el impacto sobre determinada área.

El Índice Estandarizado de Precipitación (SPI) es un método de caracterización de la sequía meteorológica que permite realizar la cuantificación del déficit de precipitación. Utiliza la función *gamma* para ajustar la distribución de probabilidades de las series de precipitaciones. Luego, realiza la transformación a una variable con distribución normal. El método puede ser aplicado en distintas escalas temporales o en una o un grupo de estaciones pluviométricas. El procedimiento requiere de series históricas de precipitación mensual ó anual. Este método, además ser utilizado para la evaluación de periodos deficitarios de precipitación, puede ser aplicado a la determinación de periodos húmedos anómalos.

Uno de los principales problemas para el desarrollo de modelos de identificación y caracterización de sequías en el Perú, es la falta de información hidrometeorológica confiable en periodos extensos. La zona sur del país, cuenta con muy pocas estaciones de aforo de descargas que puedan ser consideradas como información confiable, debido al poco o nulo mantenimiento y la ausencia de calibraciones periódicas en las secciones de control.

A esto se adiciona el carácter intermitente y de gran variabilidad de los caudales, además del alto transporte de sedimentos de los ríos, que hacen muy complicada la medición y control de flujos. Por otro lado, los costos de instalación, operación y mantenimiento de una estación de aforos, son mucho mayores que los de una estación pluviométrica. Por tal motivo, la mayor cantidad de información meteorológica y espacialmente mejor distribuida, con que se cuenta en la región Sur, corresponde a registros pluviométricos. En función a esta realidad, el Índice Estandarizado de Precipitación (SPI) es un método que se ajusta y puede ser aplicado a la región, porque solo requiere de series de precipitación confiables para estimar los indicadores de sequías.

Las estaciones de Southern Peru Copper Corporation (SPCC) se encuentran agrupadas alrededor de las áreas operativas de Toquepala y Cuajone. Pero debido a la buena calidad de la información y la longitud de los registros, estas pueden ser utilizadas en la construcción de un indicador regional de la sequía para el Sur peruano, considerando el comportamiento espacialmente homogéneo de la sequía.

Las precipitaciones en la zona Sur peruana tienen un comportamiento marcadamente estacional, produciéndose lluvias significativas solo entre los meses de diciembre a abril, siendo enero y febrero los meses que presentan las mayores precipitaciones. Fuera de la temporada de lluvias, también se producen precipitaciones de comportamiento esporádico y no representan un aporte importante al balance de los recursos hídricos de la región.

Son distintos los mecanismos macroclimáticos que influyen en las precipitaciones que ocurren durante los meses de diciembre a marzo y las lluvias esporádicas que se presentan fuera de temporada. Mientras que las precipitaciones que se presentan durante temporada de lluvias se desarrollan

por la actividad convectiva de masas de aire, con grandes contenidos de humedad procedentes de la zona del Atlántico, durante los meses de julio a agosto ocurren precipitaciones generadas por fluctuaciones en el anticiclón del Pacífico Sur.

Se ha determinado que el Índice Estandarizado de Precipitación (SPI) evalúa de forma adecuada la sequía meteorológica en la región para determinadas escalas temporales. A nivel anual y mensual, durante la temporada de lluvia, se observan buenos resultados. Durante los meses fuera de temporada, este índice pierde su capacidad de caracterización de la sequía, pudiendo generar estados de humedad aun en años con evidente sequía. Este fenómeno se explica en la intermitencia de la serie de precipitaciones, lo cual debe de tenerse en cuenta en el análisis de zonas áridas y semiáridas y, en general, en regiones donde el comportamiento del régimen de precipitaciones sea marcadamente estacional.

Debido al mínimo aporte de las precipitaciones que ocurren fuera de la temporada de lluvias y a la distorsión que se produce en la serie mensual del Índice Estandarizado de Precipitación (SPI), no tiene sentido modelar el comportamiento de las precipitaciones para los meses correspondientes al invierno u otoño austral, mediante la búsqueda de correlaciones con indicadores climáticos globales.

La investigación se ha centrado en determinar las correlaciones existentes entre los indicadores climáticos globales y los Índices Estandarizados de Precipitación (SPI) durante los meses de temporada de lluvias. Se han realizado correlaciones con el índice de oscilación del sur, el índice multivariado Enso (IMENSO), la temperatura en la zona niño 1-2, 3, 4 y 3-4, la Oscilación Decadal del Pacífico y el índice estandarizado de la temperatura del Atlántico Norte, Sur y Tropical. También se ha utilizado información climatológica distribuida correspondiente a alturas geopotenciales a 850 hPa, 500 hPa, 200 hPa y temperaturas de la superficie del mar, información que ha sido obtenida del sitio web de la National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA).

Utilizando información de la temperatura del mar, se ha construido un nuevo índice denominado temperatura de la superficie del mar del Pacífico Sur. El índice se ha calculado a partir de los valores del núcleo de alta correlación positiva, encontrados en la zona del Pacífico Sur. La correlación significativa encontrada ha permitido que el índice sea utilizado en el modelo de pronóstico del mes de marzo.

Del análisis de correlación, se ha determinado que las mayores correlaciones se han presentado en el mes de febrero. Ello se explica debido a que febrero es el mes en donde los procesos convectivos se encuentran completamente desarrollados, correspondiendo la máxima precipitación, mientras que enero y marzo son meses de transición entre la temporada seca y húmeda; es decir, los procesos de generadores de precipitación se están iniciando y culminando, respectivamente.

El mayor valor de correlación obtenido fue de -0.569, correspondiente al Índice Estandarizado de Precipitación (SPI) y el índice IMENSO en el mes de febrero,

es decir, con un rezago temporal igual a cero. Evaluando las correlaciones con los indicadores climáticos del mes de diciembre, a fin de determinar predictores para la construcción de un modelo de pronóstico, se han determinado para el mes de enero correlaciones de 0.41 y -0.31 con el índice de oscilación del sur y el IMENSO respectivamente. Para el mes de febrero, la máxima correlación encontrada fue de -0.54 para el IMENSO y en marzo las máximas correlaciones fueron de 0.43 y -0.33. Con la temperatura del Pacífico Sur y El Niño 3, las correlaciones indicadas tienen significancia estadística al 95%.

En función al nivel de correlación obtenido, se ha definido al índice de oscilación del sur y al IMENSO del mes de diciembre, como predictores de la sequía meteorológica del mes de enero. Las altas correlaciones determinadas en el mes de febrero, han permitido que se desarrolle 2 alternativas de predictores: la primera alternativa considera las 8 variables macroclimáticas consideradas, en la segunda alternativa se han considerado las de mayor correlación, que son: el índice de oscilación del sur, El Niño 3-4 y el IMENSO. Por último, se han definido al nuevo índice denominado temperatura del Pacífico Sur y El Niño 3 del mes de diciembre, como predictores de la sequía del mes de marzo.

Se ha verificado la influencia de la serie de la Oscilación Decadal del Pacífico (PDO) sobre el índice IMENSO, confirmándose la modulación que genera las series de baja frecuencia (PDO) sobre el fenómeno ENSO. Además, se ha observado que las sequías extremas en el periodo de análisis se han presentado durante la fase positiva de la PDO.

Las redes neuronales artificiales son sistemas de procesamiento de información en paralelo, inspirados en el funcionamiento del cerebro humano, emulando el proceso de sinapsis y la conectividad de las neuronas. Las redes neuronales son métodos adaptativos conducidos por la información en los que no se requiere de asunciones *a priori* acerca de los problemas sometidos a estudio, debido a que los sistemas tienen la capacidad de aprender de ejemplos, capturar relaciones subyacentes y han demostrado robustez en el manejo de información con ruido.

La capacidad de generalización tras el proceso de aprendizaje, permite que las redes neuronales puedan producir respuestas adecuadas de información no observada por la red, incluso, si los mecanismos intrínsecos del sistema analizado son no lineales y si la información para el entrenamiento contiene ruido, por lo cual las redes neuronales son herramientas eficaces para la solución de problemas de pronóstico.

Se ha desarrollado un modelo de pronóstico de la sequía meteorológica, basado en redes neuronales artificiales. El modelo pronostica el Índice Estandarizado de Precipitación (SPI) de los meses de enero, febrero y marzo, utilizando información macroclimática del mes de diciembre. El pronóstico se ha realizado de forma independiente, mediante la construcción de una red neuronal específica para cada mes.

Se han utilizado redes neuronales del tipo *multilayer feedforward* de tres capas, la primera capa con un número de nodos correspondiente con las variables macroclimáticas predictoras. La capa de salida solo contiene un nodo que se relaciona con el Índice Estandarizado de Precipitación (SPI) del mes a predecir. Para la determinación del número de nodos en la capa oculta se empleó un procedimiento de crecimiento progresivo, el cual, debido al limitado número de ejemplos para el entrenamiento, se limitó a tres nodos. Se ha utilizado la tangente hiperbólica como función de activación de los nodos ocultos y para la capa de salida una función de activación lineal.

El estudio ha considerado el análisis de 8 alternativas de redes neuronales. Para el mes de enero se han considerado 2 alternativas (con 2 y 3 nodos ocultos). Para febrero se han considerado 4 alternativas, resultantes de la combinación de nodos ocultos y los conjuntos de índices predictores. Para el mes de marzo se tienen 2 alternativas (con 2 y 3 nodos ocultos).

Los resultados de los modelos muestran coeficientes de correlación que varían entre 0.7 a 0.99 para los distintos conjuntos de datos (entrenamiento, validación y *test*).

Los mejores ajustes del modelo se han obtenido para el mes de febrero; sin embargo, no se han observado mejoras significativas entre las alternativas de 2 y 3 variables macroclimáticas predictoras, por lo que se recomienda utilizar para el mes de febrero la alternativa de solo 3 variables macroclimáticas.

No se ha observado mejoras significativas en los resultados de los modelos en función al número de nodos ocultos. Por lo tanto, en función al principio de parsimonia se recomienda los modelos con 2 nodos en su capa oculta.

Considerando la complejidad del pronóstico de la variabilidad climática y el corto registro de información, los resultados que indican que los modelos pueden ser empleados en la definición de estados o condiciones de sequías.

6.1. Aportes de la investigación

La investigación ha descrito los principales factores que definen el clima del Sur peruano, así como los procesos macroclimáticos que influyen sobre la variabilidad climática de la región.

Se investigó la influencia de la variabilidad del Enso sobre la climatología del Sur peruano, mediante el desarrollo de distintas correlaciones entre los Índices Estandarizados de Precipitación (SPI) y los indicadores climáticos globales a diferentes escalas de agregación y rezagos temporales.

Se ha detectado un comportamiento espacialmente homogéneo de la sequía en un área extensa del Sur peruano. También se ha determinado que la calidad y longitud de los registros utilizados en la investigación son un buen indicador de la sequía en el Sur peruano.

Se ha definido un nuevo índice climático a partir de información distribuida de la temperatura de la superficie del mar en la zona del Pacífico Sur. El índice se ha determinado a partir del análisis de mapas de correlación, el cual ha sido incluido como predictor de la sequía del mes de marzo.

Se han definido para cada mes de la temporada de lluvias (enero, febrero y marzo) predictores de la sequía meteorológica a partir de índices macroclimáticos del mes de diciembre.

Se ha desarrollado un modelo de pronóstico de la sequía meteorológica a partir de las condiciones climáticas del mes de diciembre, que determina los estados de la sequía de los meses de enero, febrero y marzo con lo que se define más del 75% de aporte por precipitaciones. La sequía meteorológica brinda información importante en la gestión anticipada de los recursos hídricos, debido a que dicho tipo de sequía es el primero en presentarse y dependiendo de su duración puede desencadenar en otros tipos de sequías.

Los resultados de los modelos desarrollados indican, que estas herramientas pueden ser muy útiles en el pronóstico de los estados de sequías, debido al buen ajuste observado en la predicción de las sequías severas y extremas.

El pronóstico de las condiciones de sequía para el sur peruano, representa un potencial importante para el manejo de diversos conflictos que actualmente se vienen presentando por el agua. Los modelos de predicción desarrollados pueden ser utilizados en el asesoramiento y construcción de los planes anuales de gestión de las cuencas.

6.2. Futuras líneas de investigación

Debido a la alta vulnerabilidad de zonas áridas y semiáridas ante la presencia de variabilidad climática, generada por la ocurrencia de eventos climáticos de gran escala como el Fenómeno de El Niño, es necesario continuar investigando y desarrollando herramientas de gestión, previsión y mitigación de las sequías para la zona Sur del Perú.

Entre las líneas propuestas de investigación tenemos:

- Evaluar la influencia de fenómenos de baja frecuencia como la PDO en la variabilidad climática de la región, mediante el uso de herramientas *wavelets*, que permiten la descomposición de las señales en distintas bandas de frecuencia.
- Realizar un análisis discriminante de la variabilidad climática de la región, la distribución de temperaturas de la superficie del mar y alturas geopotenciales, considerando las fases máximas y mínimas del Enso.
- Acoplar al modelo de pronóstico, herramientas que permitan valorar la incertidumbre o los límites de confianza de las predicciones.
- Construir un modelo alternativo de pronóstico de sequías a fin de compararlo con el modelo de redes neuronales propuesto.
- Utilizar un índice alternativo de caracterización de la sequía como el índice de frecuencia de sequías, a fin de comparar su potencial predictor mediante análisis de correlación con índices macroclimáticos.
- Incluir otras variables en los análisis de correlación como velocidad y dirección de viento, contenido de humedad del suelo o número de días sin precipitaciones.
- Evaluar el potencial de utilizar las salidas de modelos existentes de pronóstico de los índices del Fenómeno de El Niño y de las temperaturas de la superficie del mar, a fin de ampliar la anticipación del pronóstico de sequías.
- Desarrollo de herramientas para la implementación práctica de los modelos de pronóstico, en los esquemas de gestión y planificación de los recursos hídricos a nivel de cuenca, así como en el desarrollo de planes de emergencia y mitigación.

Bibliografía

ASCE Task Committee on Application of Artificial Neural Networks in Hydrology. 2000. "Artificial neural networks in hydrology. I: Preliminary concepts." J. Hydrol. Eng., 5(2), 115–123.

ASCE Task Committee on Application of Artificial Neural Networks in Hydrology. 2000. "Artificial neural networks in hydrology. II: Hydrologic applications." J. Hydrol. Eng., 5(2), 124–137.

A. Mishra et al, Drought Forecasting Using a Hybrid Stochastic and Neural Network Model, Journal of Hydrologic Engineering, (2007) 626 – 638.

Angel Villalobos, Análisis y seguimiento de distintos tipos de sequía en la cuenca del río Júcar, Tesis Doctoral Universidad Politécnica de Valencia,(2007).

Anthony Kiem, Stewart Franks, Multi-decadal variability of drought risk, eastern Australia, Hydrological Processes 18, 2039-2050 (2004).

Antunez de Mayolo, (1983), Será posible pronosticar las variaciones de nivel del lago Titicaca?, In: Bol. De la Soc. Geogr. De Lima, T CIII pp 26-34.

AVHRR data. Proceedings of the Conference on Remote Sensing of Arid and Semi-Arid Lands, Cairo, Egypt (Ann Arbor: Environmental Research Institute of Michigan), 1982, pp. 973–977.

B. Fernandez – J. Salas, Return Period and Risk of Hydrology Events II: Applications, Journal of Hydrologic Engineering (1999) 308 – 316.

B. Fernández y J. Salas, Periodo de retorno y riesgo de eventos hidrológicos, XVI Congreso latinoamericano de Hidráulica, Santiago, Chile (1994) Vol. 3: 221 – 232.

B. Fernandez, Identificación y caracterización de sequías hidrológicas en Chile Central, Ingeniería del Agua Vol 4. Num 4 (1997) 37 – 46.

Bernard Francou, Luis Pizarro, El Niño y la Sequía en los Altos Andes Centrales: (Perú y Bolivia), (1985), Bull. Inst. Fr. Et. And. XIV, No 1-2, pp 1-18.

Bjerknes, J. Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific. *Mon Weather Rev.* (1969) 7, 163-172.

Bhalme H.N. y Mooley D. A, Large Scale drought/flood and monsoon circulation, *Monthly Weather Review*, (1980) 108, 1179 – 1211.

Bryson, A. E. and Ho, Y.-C, *Applied Optimal Control*. Blaisdell, New York (1969)

C. Carrillo, Hidrografía oceánica: Las Corrientes oceánicas y estudios de la Corriente Peruana ó de Humboldt, *Bol. Soc. Geog. Lima*, 2, 72-110 (1892).

Cordery & S.L. Yao, Non stationary of phenomena related to drought, Extreme hydrological events: Precipitation, Floods and Drought, (1993) IAHS Publ. No 213.

D. A. Wilhite and M. H. Glantz, Understanding the drought phenomenon: The role of definition. *Water Int*, (1985) 10, 111-120.

David R. Maidment, *Arc Hydro, GIS for water Resources*.

Dong-Ryul Lee, Jose D. Salas, Relationships of ENSO to Droughts in the Korea and the Continental U.S.

Elsa Moreira et al, Analysis of SPI drought class transitions using loglinear models, *Journal of Hydrology* (2006) 331, 349-359.

“El Niño 1997/98”, Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología, SENAMHI, (1999)

Elsa Moreira et al, SPI-based drought category prediction using loglinear models, *Journal of Hydrology* (2008) 354, 116-130.

ERSST.v1, Smith, T.M., and R.W. Reynolds, 2003: Extended Reconstruction of Global Sea Surface Temperatures Based on COADS Data (1854-1997). *Journal of Climate*, 16, 1495-1510.

ERSST.v2, Smith, T.M., and R.W. Reynolds, 2004: Improved Extended Reconstruction of SST (1854-1997). *Journal of Climate*, 17, 2466-2477.

ERSST.v3, Smith, T.M., R.W. Reynolds, Thomas C. Peterson, and Jay Lawrimore 2007: Improvements to NOAA's Historical Merged Land-Ocean Surface Temperature Analysis (1880-2006). In press. *Journal of Climate*.

ESRI, *ArcGIS 9 Using ArcGIS Desktop*, 2006

F.H.S. Chiew et al, El Niño/Southern Oscillation and Australian rainfall, streamflow and drought: Link and potential for forecasting, *Journal of Hydrology* (1998) 138 – 149.

Funahashi, K, On the approximate realization of continuous mappings by neural networks. *Neural Networks*, 2: 183-192, (1989)

G. Tsakiris – H. Vangelis, Towards a Drought Watch System Based on Spatial SPI, *Water Resources Management* (2004) 1-12.

García Bartual, R. Short term river flow forecasting with neural networks. Biennial meeting of the International Environmental Modelling and Software Society: Integrated assessment and decision support–Vol. 2. (2002) pp 160-165. Lugano (Suiza).

Gregory J. McCabe et al. Pacific and Atlantic Ocean influences on multidecadal drought frequency in the United States, *PNAS*, (2004) 4136 – 4141.

Guoqiang Zhang, B. Eddy Patuwo, Michael Y. Hu, Forecasting with artificial neural networks: The state of the art, *International Journal of Forecasting* 14 (1998) 35–62.

Hagan, M.T., and M. Menhaj, "Training feed-forward networks with the Marquardt algorithm," *IEEE Transactions on Neural Networks*, Vol. 5, No. 6, 1999, pp. 989-993, 1994.

Hege Hisdal, Lena Tallaksen, Estimation of regional meteorological and hydrological drought characteristics: a case study for Denmark, *Journal of Hydrology*, 281 (2003) 230-247.

Hurrell J. W, Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: regional temperatures and Precipitation. *Science* 269 (1995), 676 - 679

Hyun-Suk Shin et al, Regional drought analysis based on neural networks, *Journal of Hydrologic Engineering*, 2000, p 145 – 155.

Janaki Chandimala, Lareef Zubair, Predictability of stream flow and rainfall based on ENSO for water resources management in Sri Lanka, *Journal of Hydrology* (2007) Vol. 335, 303– 312.

Javier Gonzalez, Caracterización Estocástica de la realización Espacio-Temporal de Eventos hidrológicos Extremos de sequías, Tesis Doctoral Universidad Politécnica de Valencia, (2005).

J. C. Ochoa-Rivera; J. Andreu; and R. García-Bartual, Influence of Inflows Modeling on Management Simulation of Water Resources System, *Journal of Water Resources Planning and Management*, Vol. 133, No. 2, March 1, 2007

John Houston, Evaporation in the Atacama Desert: An Empirical study of spatio -temporal variations and their causes, *Journal of Hydrology* (2006) 33, 402-412.

Jose A. Marengo et al, The Drought of Amazonia in 2005, *Journal of Climate*, February 2008.

José Capel, El Niño 1997-98 y su impacto climático global, Papeles de Geografía, 1998, P. 15-40

Kalnay et al., The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project, Bull. Amer. Meteor. Soc., 77, 437-470, 1996.

Keyantash, J.A. & Dracup, J.A., An aggregate drought index: Assessing drought severity based on fluctuations in the hydrologic cycle and surface water storage, Water Resources Research, (2004) 40, W09304, doi: 10.1029/2003WR002610.

Kogan, E.N., Drought of the late 1980's in The United State as derived from NOAA polar – orbiting satellite data. Bulletin of the American meteorological society, (1995) 76, 655-668.

Kogan, F. N., 1987a, Vegetation index for areal analysis of crop conditions. Proceedings of 18th Conference on Agricultural and Forest Meteorology, AMS, W. Lafayette, Indiana, on 15–18 September 1987 (Indiana, USA), pp. 103–106.

L. Giddings et al, Standardized Precipitation Index Zones for Mexico, Atmosfera (2005) 33-56.

M. Vuille, Atmospheric Circulation over the Bolivian Altiplano during dry and wet periods and extreme phases of the Southern Oscillation, International Journal of Climatology, 19: 1579-1600 (1999).

Mantua, N.J., Hare, S.R., Zhang, Y., Wallace, J.M., Francis, R.C., 1997. A Pacific interdecadal climate oscillation with impacts on salmon production. Bull. Am. Meteorol. Soc. 78, 1069–1079.

Mary Kayano Rita Andreoli, Relations of South American summer rainfall interannual variations with Pacific Decadal Oscillation, International Journal of Climatology, (2007) 531-540.

Mehmer Özger, Ashok Mishra, Vijay Singh, Low frequency drought variability associated with climate indices, Journal of Hydrology, 364 (2009) 152-162.

McCulloch, W.S., and W.H. Pitts, "A logical calculus of ideas immanent in nervous activity," Bulletin of Mathematical Biophysics, Vol. 5, 1943, pp. 115-133.

Nils J. Nilsson, Inteligencia Artificial una nueva síntesis, McGraw Hill 2001.

Nguyen, D., and B. Widrow, "Improving the learning speed of 2-layer neural networks by choosing initial values of the adaptive weights," Proceedings of the International Joint Conference on Neural Networks, Vol. 3, 1990, pp. 21-26.

N.J, Doesken, T. B. McKee and J. Kleist, Development of a Surface Water Supply Index for the western United State. Climatology Rep. 91 -3, Colorado Climate Center, Dept. of Atmospheric science, Colorado state university, Fort Collins, CO, (1991) 76 pp.

O. M. Valiente, Sequía: Definiciones, Tipologías y métodos de cuantificación, Investigaciones geográficas N° 26 (2001) 59 – 80.

Olga Puertas, Yesid Carbajal, Incidencia de El Niño-Oscilación del Sur en la precipitación y la temperatura del aire en Colombia, utilizando el Climate Explorer, Ingeniería & Desarrollo, Número 23, Enero Junio 2008.

Palmer W.C. Meteorological drought. U.S. Weather Bureau Research (1965), Paper 45, 58.

P. Cutore, Ph.D.; G. Di Mauro, Ph.D.; and A. Cancelliere, Forecasting Palmer Index Using Neural Networks and Climatic Indexes, Journal of Hydrologic Engineering, Vol. 14, No. 6, June 1, 2009

Peter Waylen German Poveda, El Niño-Southern Oscillation and aspects of western South American hydro-climatology, Hydrological Processes, (2002) 1247-1260.

Philander, S.G., (1990): “El Niño, La Niña and the Southern Oscillation”, international Geophysics, series. Vol. 46. Academic Press, Inc. 293pp.

Philander, S.G., Our Affair with El Niño, How We Transformed an Enchanting Peruvian Current into a Global Climate Hazard, Princeton University Press.

P. Lagos, Y Silva, E Nickl, and K. Moskera, El niño – related precipitation variability in Perú, Advances in Geosciences, 14, 231-237, 2008.

P. Lagos, Y Silva, E Nickl, El niño y la precipitación en los andes del Perú, Instituto Geofísico del Perú, 2007.

R.García-Bartual, Short term river flood forecasting with neural networks, Department of Hydraulic and Environmental Engineering, Universidad Politécnica de Valencia.

R. Garreaud, The climate of the Altiplano: Observed current conditions and mechanisms of past changes, Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 1994 (2003) 5 – 22.

R. Garreaud, P. Aceituno, Interannual Rainfall Variability over the South American Altiplano, Journal of Climate, 2001, volume 14.

Ramesh P. Singh, Sudipa Roy, F. Kogan; Vegetation and temperature condition indices from NOAA AVHRR data for drought monitoring over India; Int. Journal of Remote Sensing, 2003; Vol. 24 N° 22, 4393 – 4402.

Richard R. Heim, A Review of Twentieth Century Drought Indices Used in the United States, American Meteorological Society, 2002 p. 1149 - 1165.

Rodolfo Rodríguez, El Niño-Oscilación Sur (ENOS), Apuntes de Clase del Master en Ingeniería civil de la Universidad de Piura, 2003.

Rumelhart, D.E., G.E. Hinton, and R.J. Williams, "Learning internal representations by error propagation," in D.E. Rumelhart and J.L. McClelland, Eds., Parallel Data Processing, Vol. 1, Cambridge, MA: The M.I.T. Press, 1986, pp. 318-362.

R. Wooman P., El fenómeno El Niño y el Clima en el Perú, “El Perú en los Albores de Siglo XX”; ciclo de conferencias 1997 – 1998, Ediciones del Congreso del Perú, Lima –Perú, 201-242, 1998.

R. Wooman P., Modelo Estadístico de Pronóstico de las Precipitaciones en la Costa Norte del Perú, El Fenómeno del Niño, Investigación para una prognosis, 1er encuentro de Universidades del Pacífico Sur: Memoria 93-108, Piura – Perú 1999.

Saldarriaga, G. and V. Yevjevich, Application of run length to hydrological series, Hydrology Paper 40, Colorado State University, Fort Collins Colorado, (1970).

Sánchez Romero Carlos, Comportamiento de las Sequías Meteorológicas Utilizando el Método del SPI, Congreso Nacional de Ingeniería Civil, Arequipa 2007.

Sen, Z. Statistical analysis of hydrologic critical drought, J. Of Hyd. Div. ASCE Vol 106 (HYI) (1980) 99-115.

Sevinc Sindas, Ahmet Sahin, Relationship between drought and solar irradiation variables, Hydrological Processes 22, 1460-1472 (2008).

Shamsuddin Shahid, Spatial and temporal characteristics of droughts in the western part of Bangladesh, Hydrological Processes 22, 2235 – 2247 (2008).

Sheldon M. Ross, Probabilidad y Estadística para Ingenieros, Mc Graw Hill, 2002.

Songweon Lee et al, Effects of El Niño-southern oscillation on temperature, precipitation, snow water equivalent and resulting streamflow in the Upper Rio Grande river basin, Hydrological Processes 18, 1053-1071 (2004).

Stewart W. Franks, Assessing hydrological change: deterministic general circulation model or spurious solar correlation, Hydrological Processes, (2002) 559-564.

Stuart Russell, Peter Norvig, *Inteligencia Artificial un enfoque moderno*, Prentice Hall 1996.

Tae-Woong Kim and Juan B. Valdés, *Nonlinear Model for Drought Forecasting Based on a Conjunction of Wavelet Transforms and Neural Networks*, *Journal of Hydrologic Engineering*, Vol. 8, No. 6, November 1, 2003.

T. R. Heddinghaus & Sabol, P. *A Review of the palmer drought severity index and where do we go from here?* 7th Conf. on applied climatology Boston, Massachusetts: Amer. Meteor. Soc. (1991) P 242 -246.

The MathWorks, *Statistics Toolbox For Use with MATLAB user's Guide*, 2005

Thomas B. McKee et al, *The relationship of drought frequency and duration to times scales* Eighth conference on applied Climatology, 1993.

Thomas C. Piechota, *Western US streamflow and atmospheric circulation patterns during El Niño – Southern Oscillation*, *Journal of Hydrology* (1997) 249 – 271.

Tsegaye Tadesse et al, *Drought Monitoring Using Data Mining Techniques: A Case Study for Nebraska, USA*, *Natural Hazards* 33: 137-159, 2004.

Tucker, C. J., Gatlin, J., Schnieder, S. R., and Kuchinos, M. A., *Monitoring large scale vegetation dynamics in the Nile delta and river valley from NOAA*

U.S. Panu & T.C. Sharma, *Challenges in drought research: some perspectives and future directions*, *Hydrological Sciences* (2002) S19 - S30.

W. M. Alley, *The Palmer Drought Severity Index: Limitation and assumptions*, *Journal of Climate appl. Meteor.*23 (1984), 1100 – 1109.

W.J. Gibbs and J.V. Maher, *Rainfall deciles as drought indicators*, *Bureau of Meteorology Bulletin*, 48, Commonwealth of Australia, Melbourne (1967).

Walker, G. T, *Correlation in seasonal variations of weather. VIII. A preliminary study of world weather.*(1923) *Men. Indian Meteorol. Dep.* 24(4), 75-131.

Walker, G. T, *Correlation in seasonal variations of weather. IX. A further study of world weather.*(1924) *Men. Indian Meteorol. Dep.* 24(9), 275-332.

Wendy L. Martinez, Angel R. Martinez, *Computational Statistics Handbook with MATLAB*, Chapman & Hall/CRC, 2002

Werbos (1974), *"Beyond regression: new tools for prediction, and analysis in the behavioral sciences"*. PhD thesis, Harvard University, Cambridge Massachusetts.

Xue, Y., T. M. Smith, and R. W. Reynolds, 2003: Interdecadal changes of 30-yr SST normals during 1871-2000. *J. Climate*, 16, 1601-1612.

Y.-H. Jin et al, Detection of ENSO-influence on the monthly precipitation in South Korea, *Hydrological Processes* (2005) 4081– 4092.

Yesid Carvajal Escobar, El uso de Funciones Ortogonales Empíricas y Análisis de Correlación Canónica en el estudio de la variabilidad Hidrometeorológica. Aplicación al Valle del Cauca Colombia, Tesis Doctoral Universidad Politecnica de Valencia,(2007).

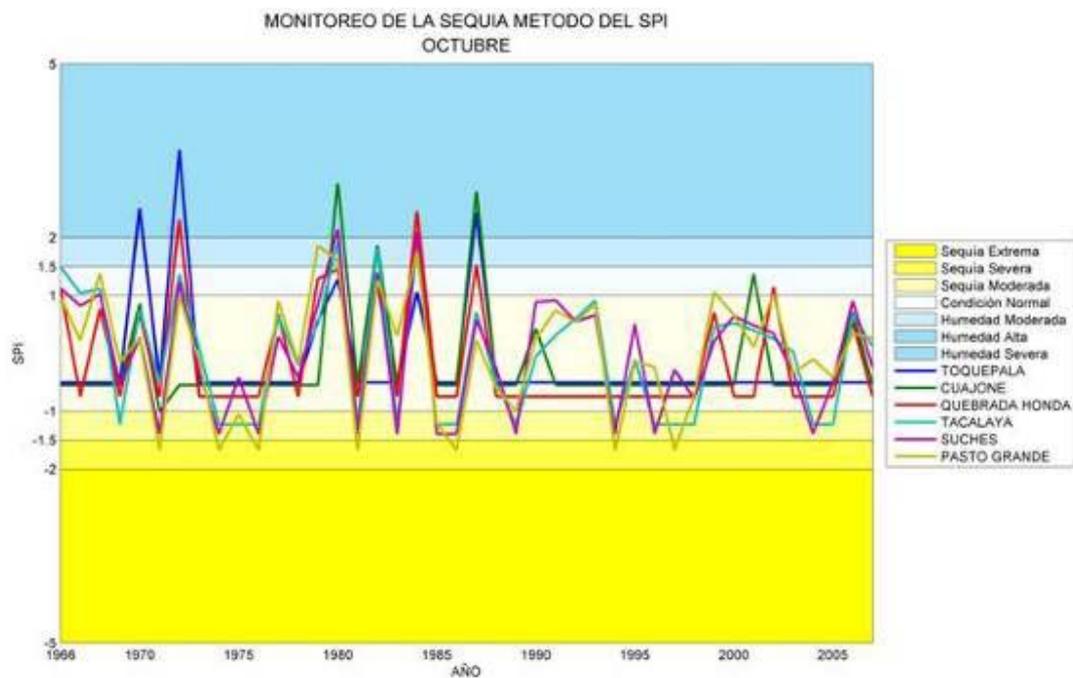
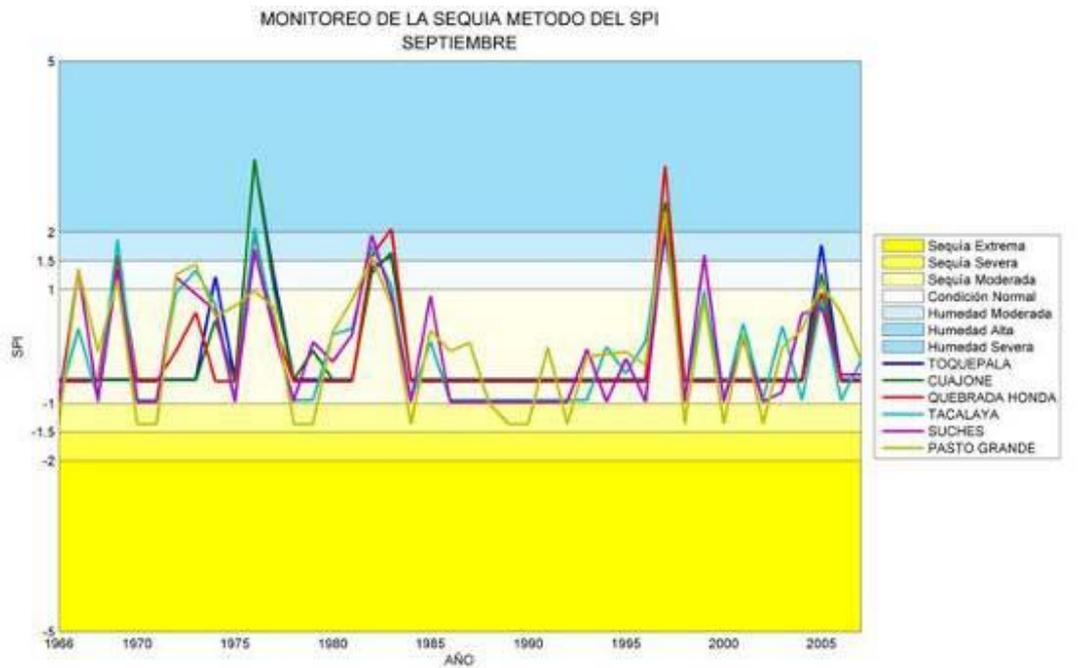
Z. W. Kundzewicz et al, Extreme hydrological events in perspective, *Extreme hydrological events: Precipitation, Floods and Drought*,(1993) IAHS Publ. No 213.

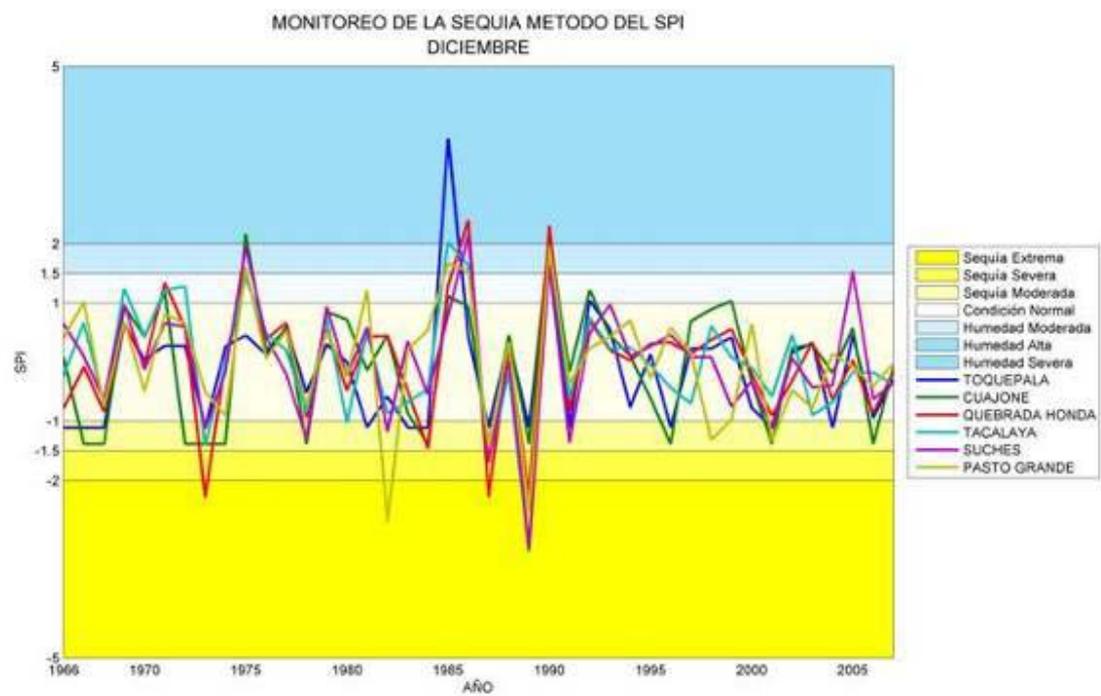
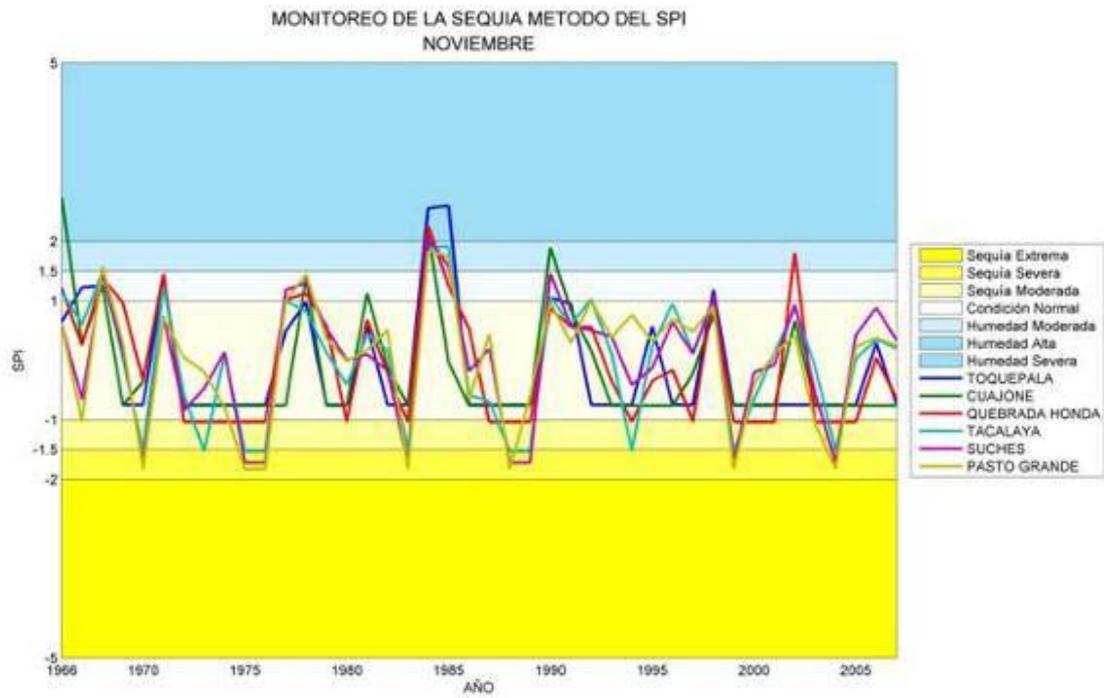
Z.X. Xu et al, Correlation between El Niño – Southern Oscillation (ENSO) and precipitation in South-east Asia and Pacific region, *Hydrological Processes* (2004) 107– 123.

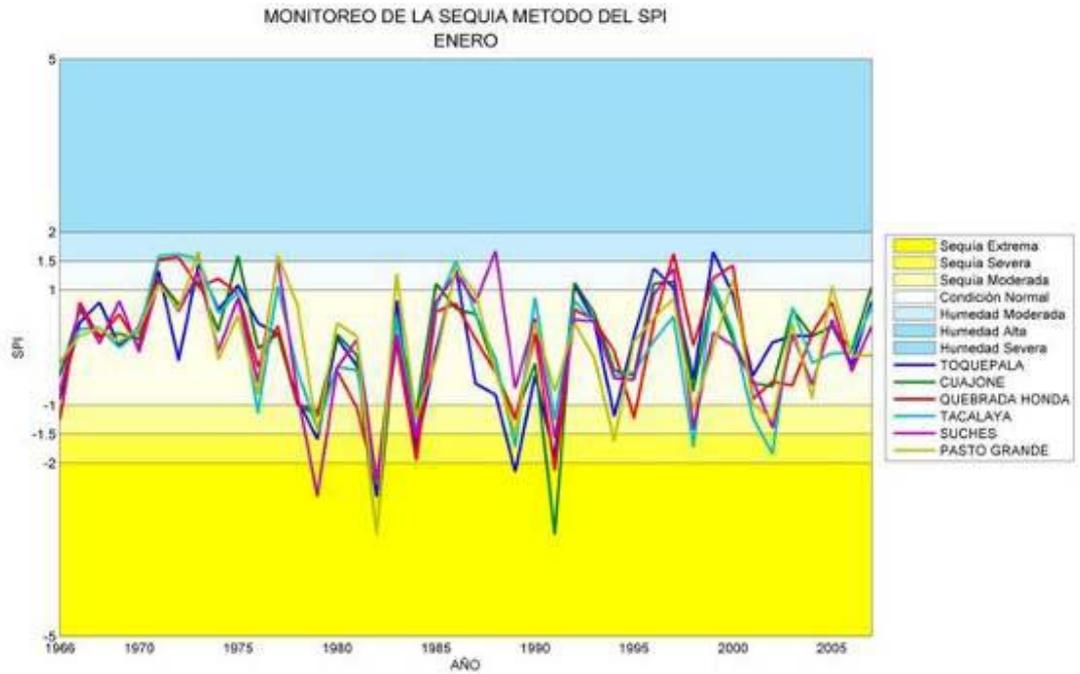
Anexo 1

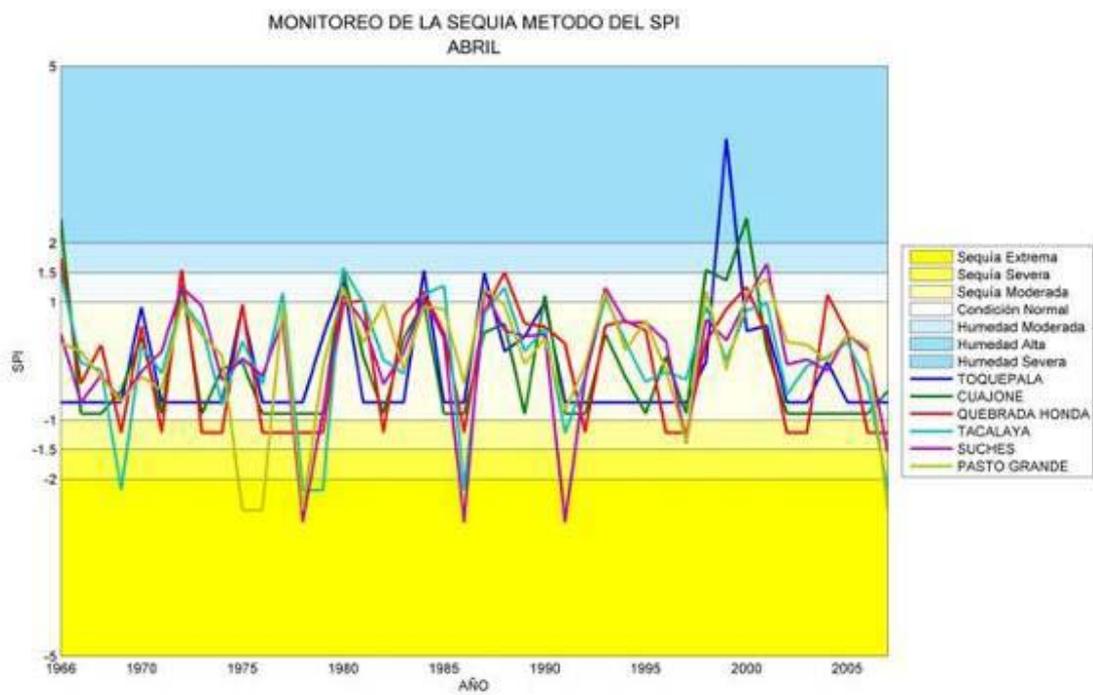
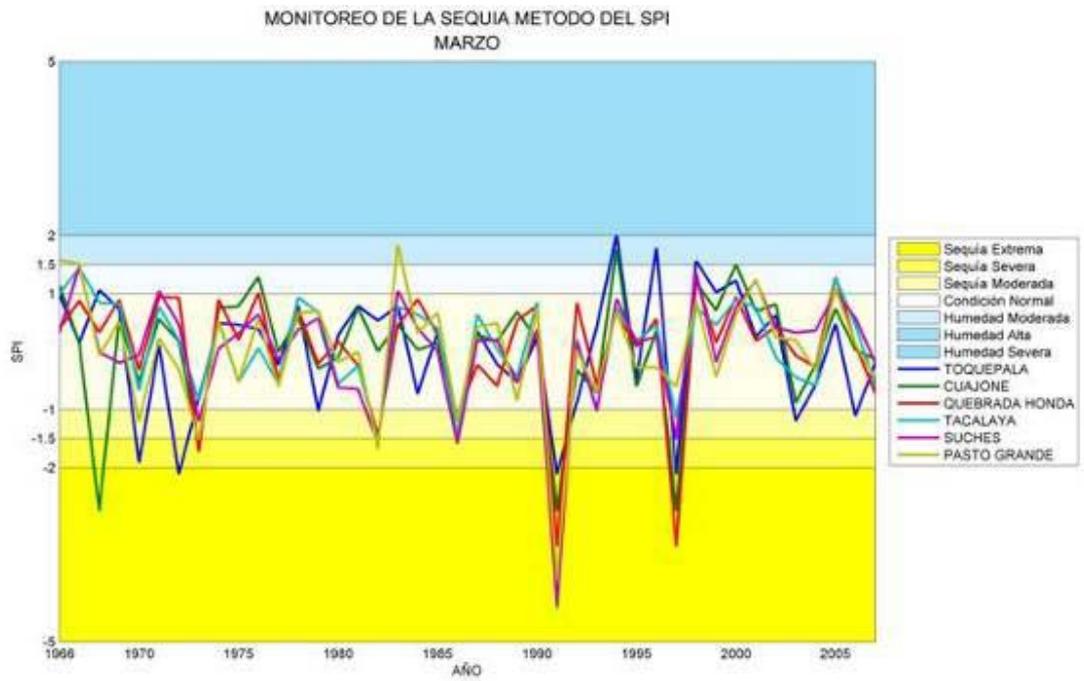
INDICE DE PRECIPITACION ESTANDARIZADO

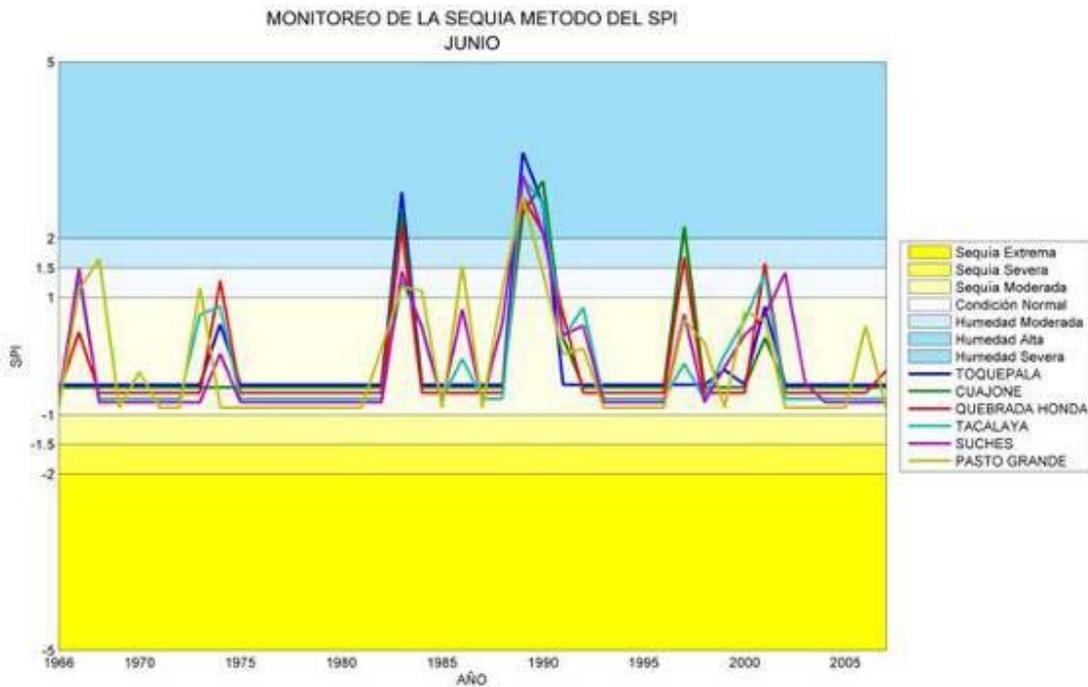
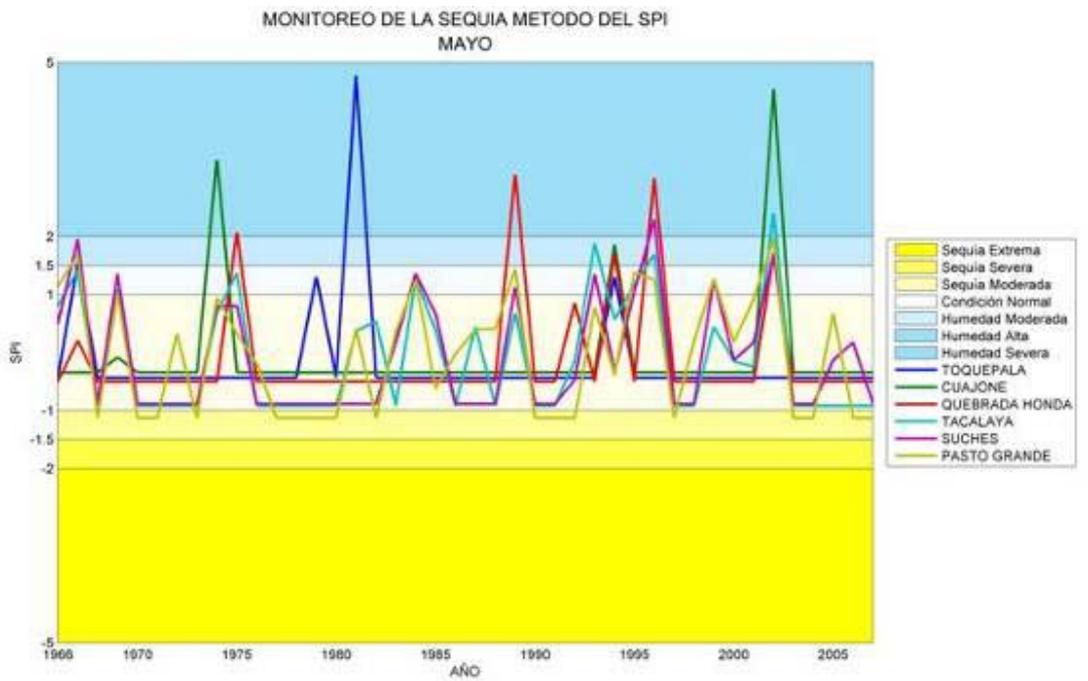
SPI Mensual

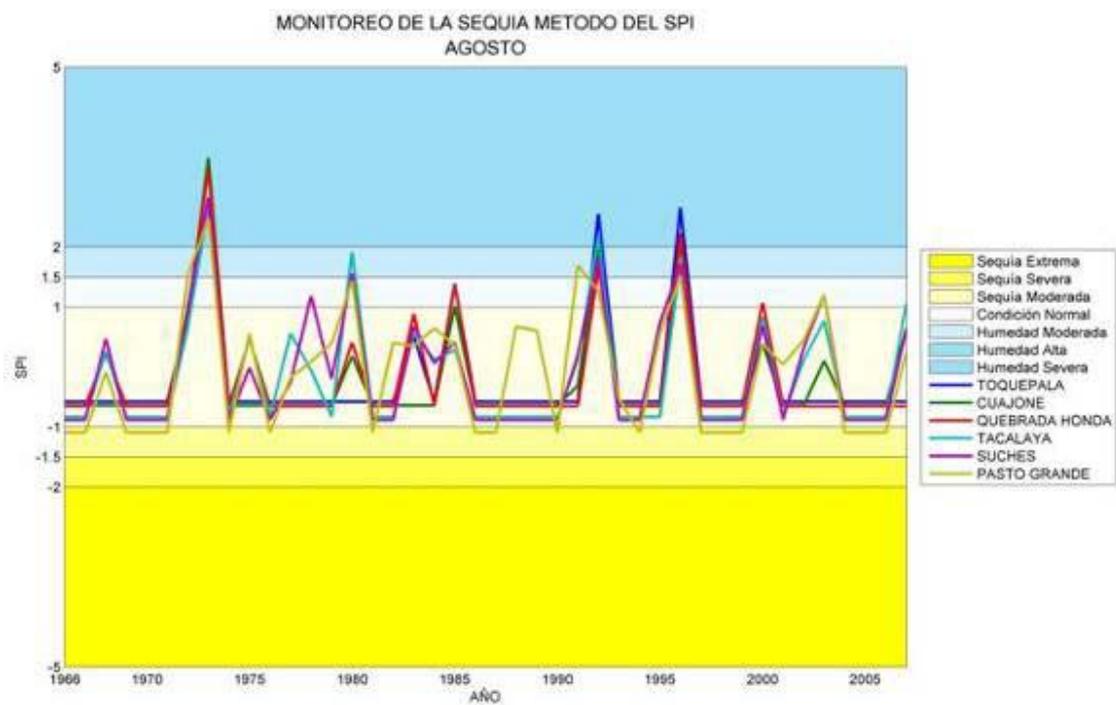
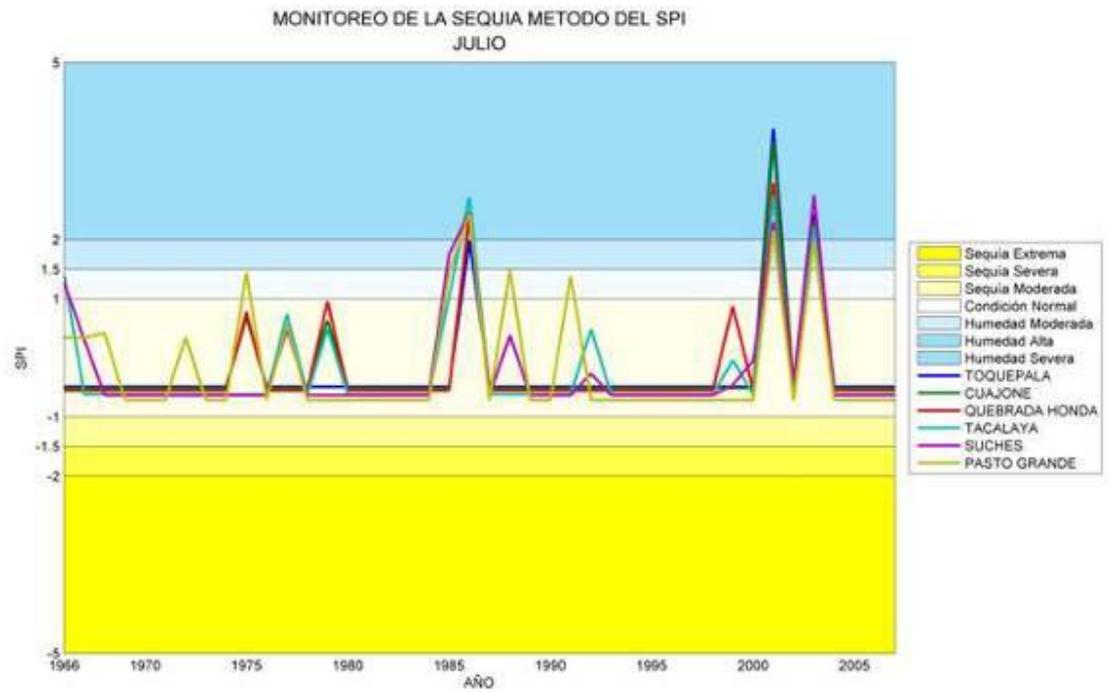




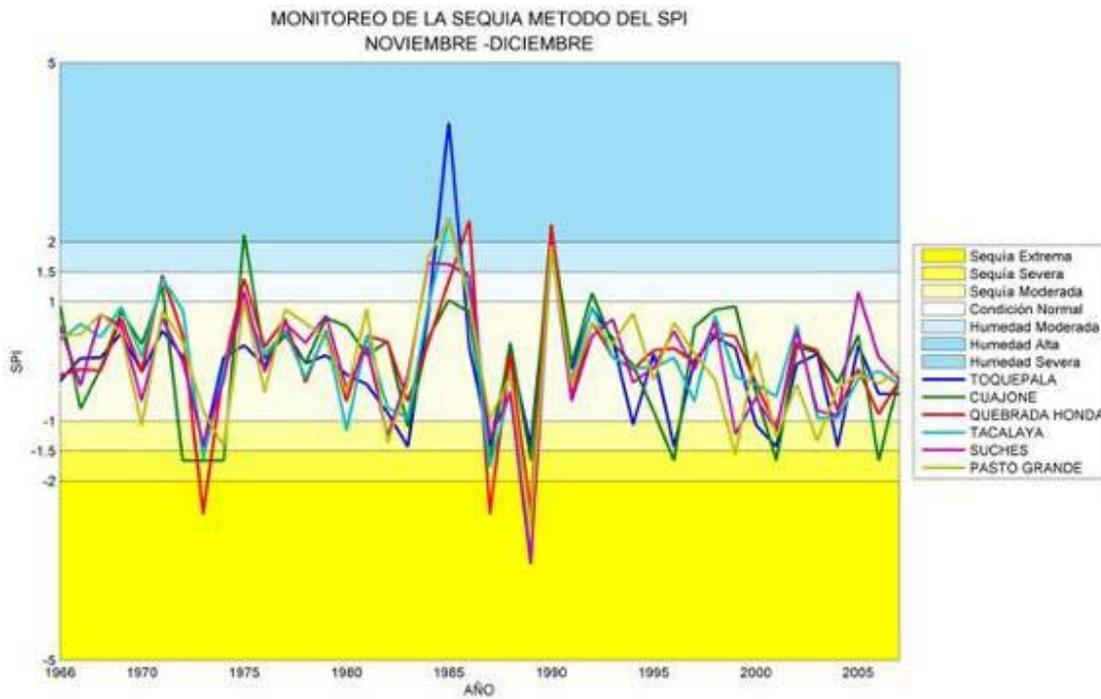
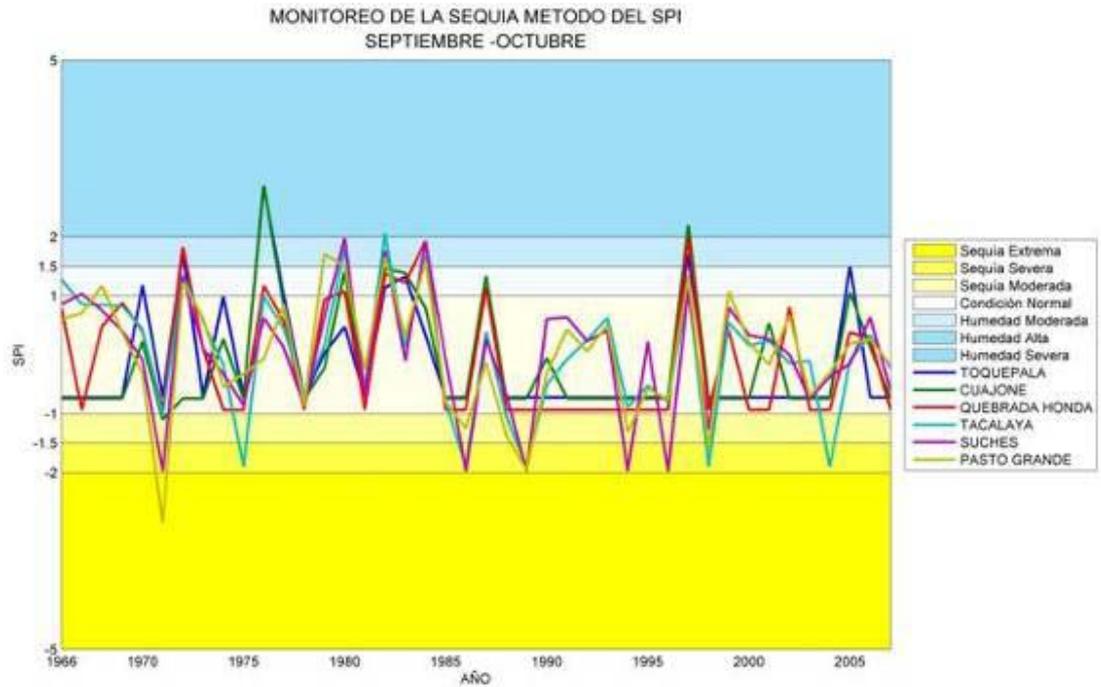


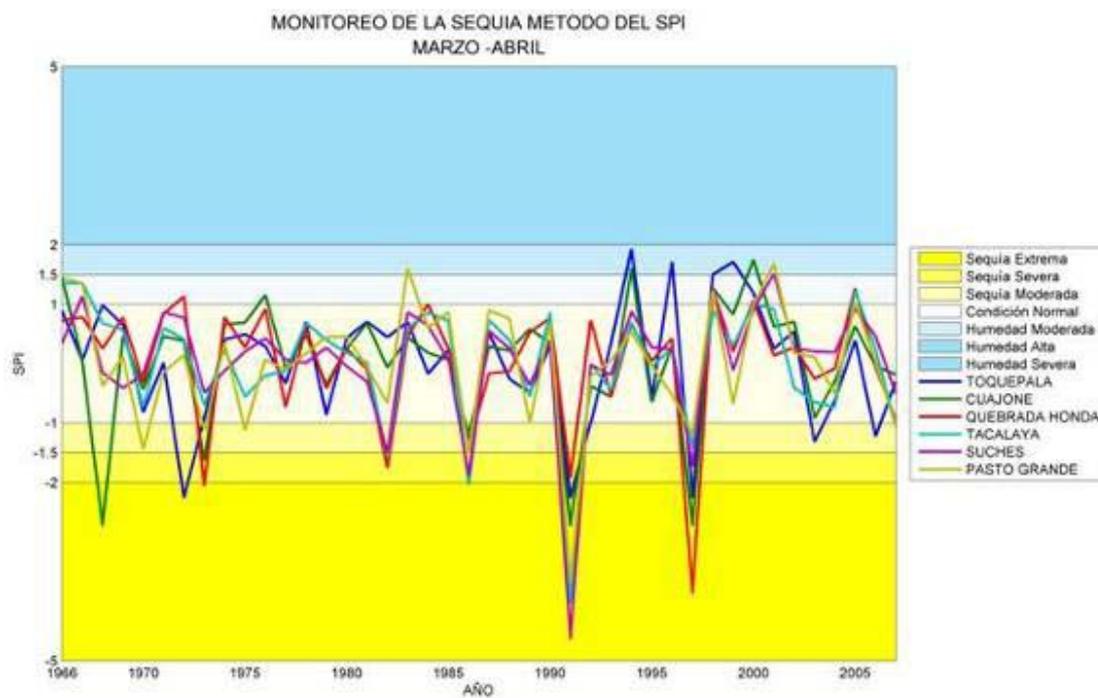
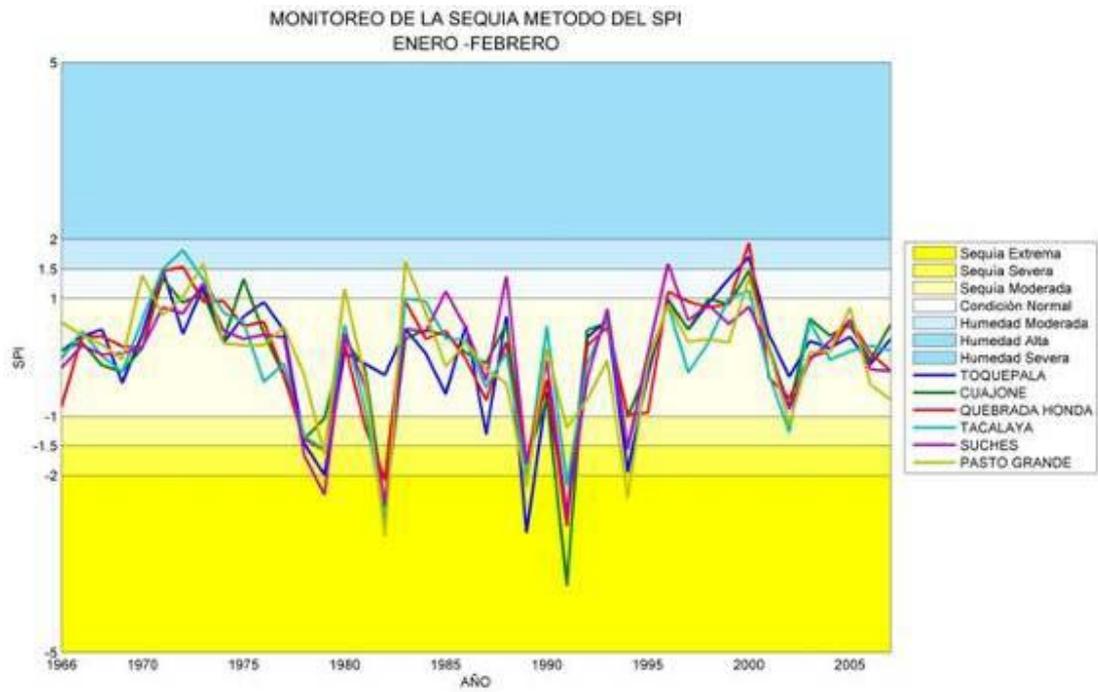


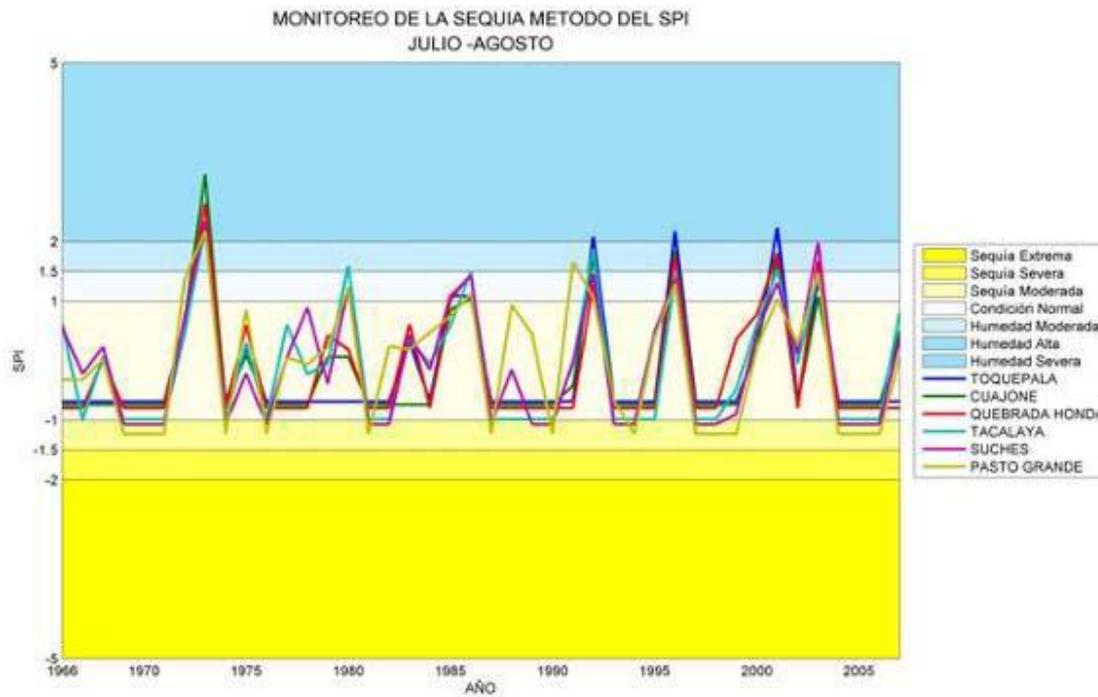
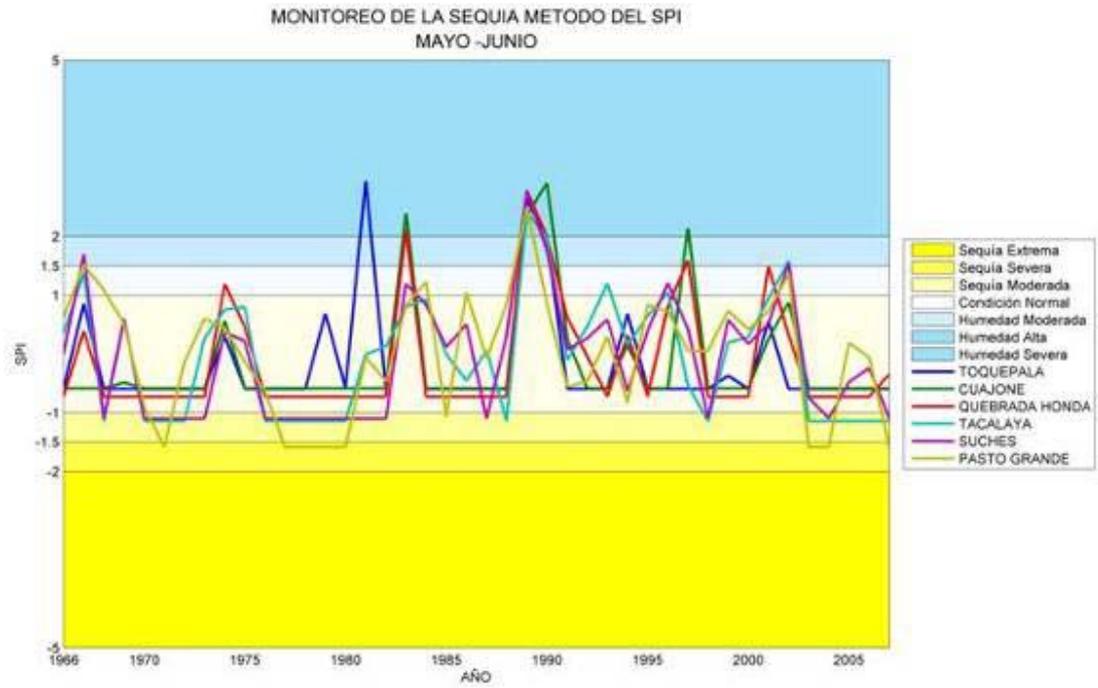




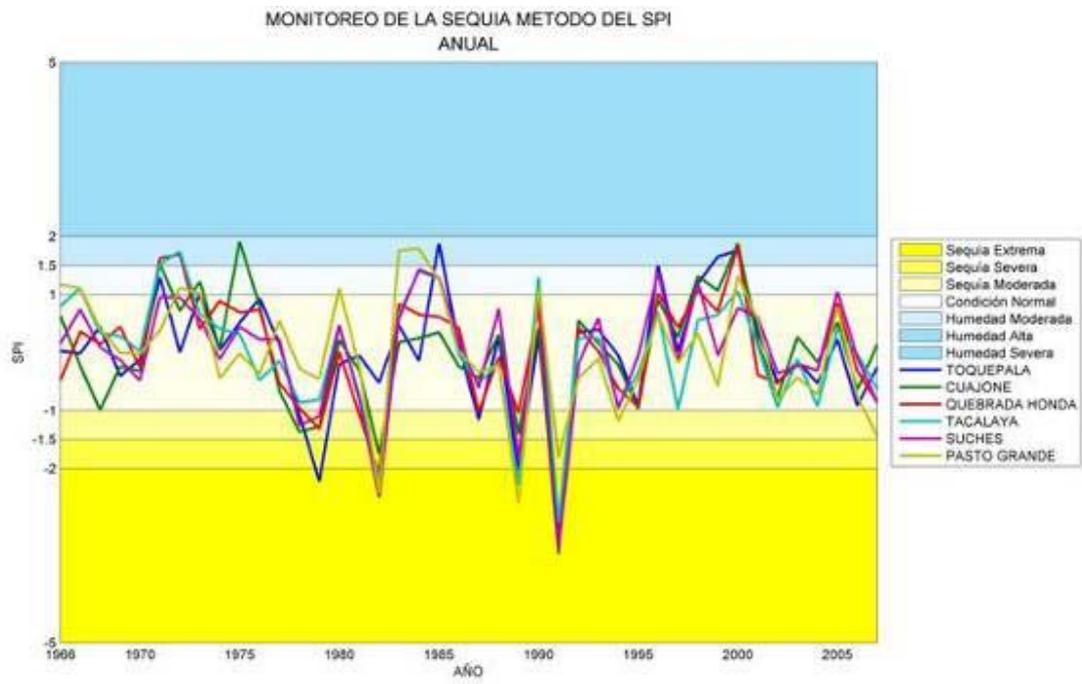
SPI - Bi Mensual







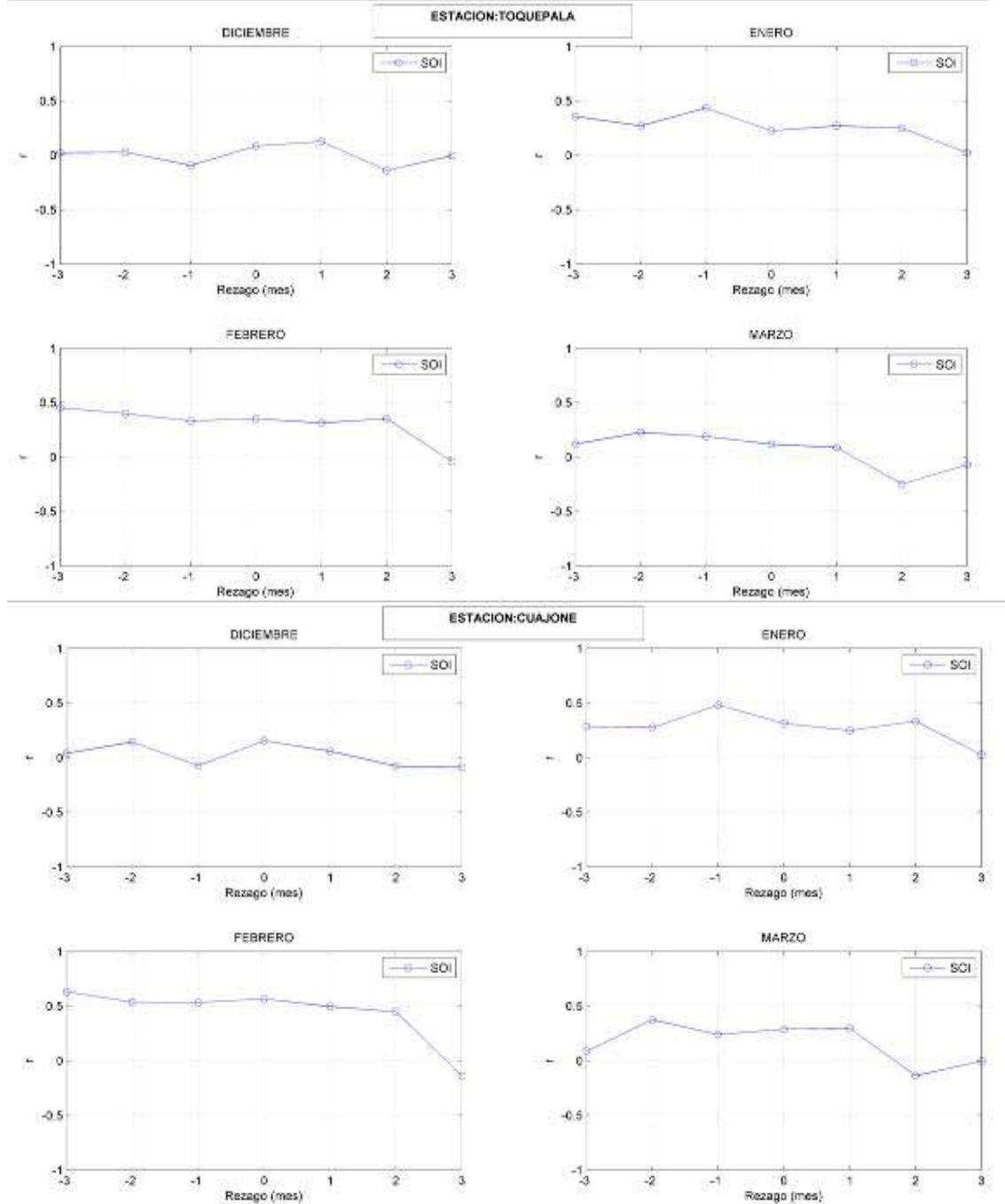
SPI anual

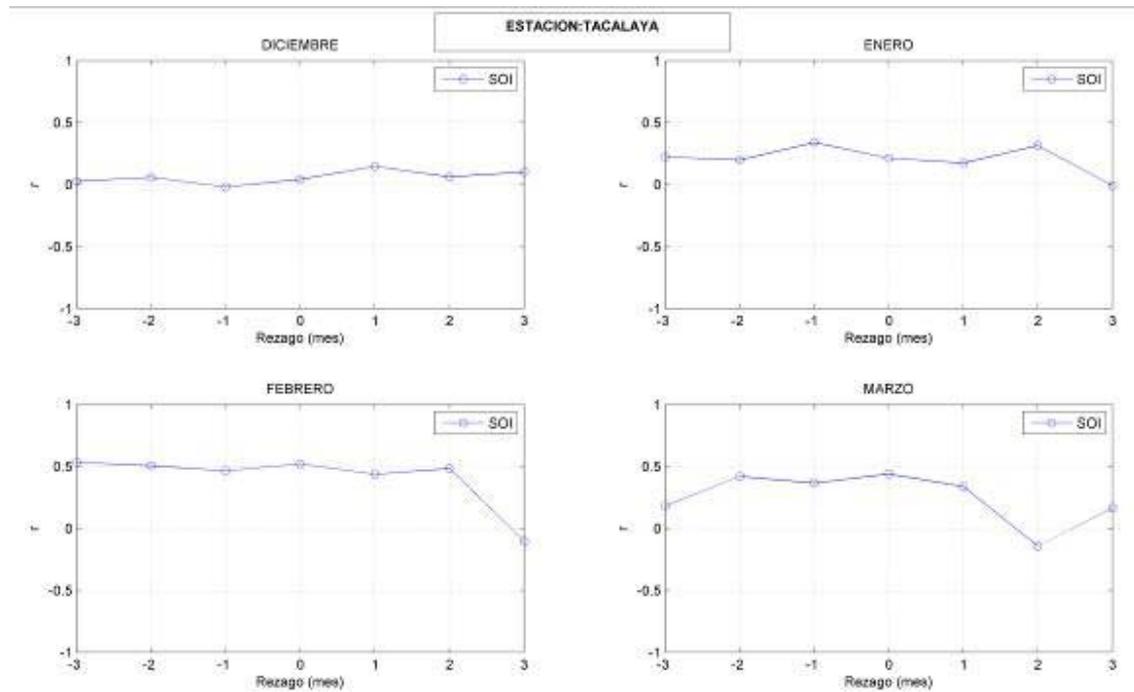
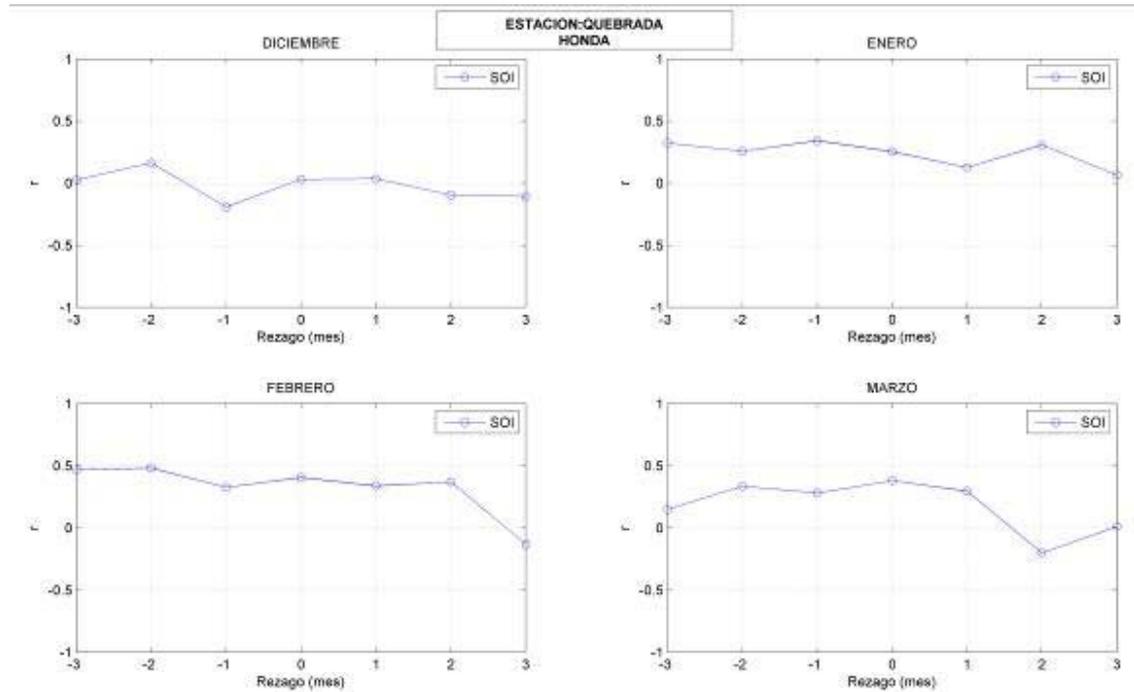


Anexo 2

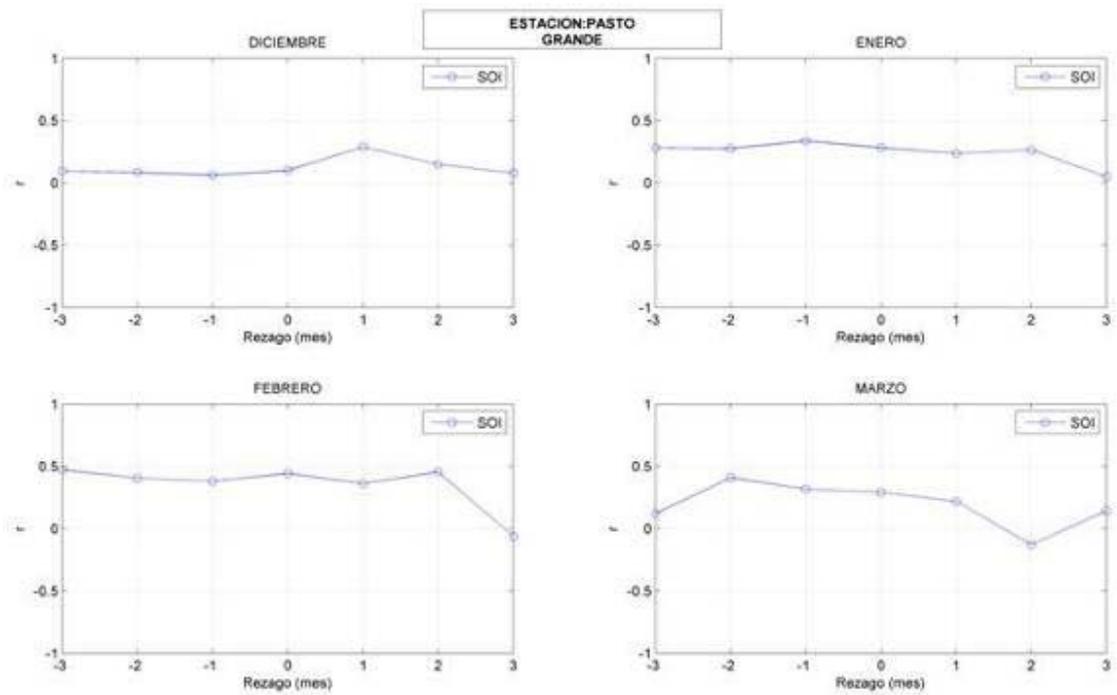
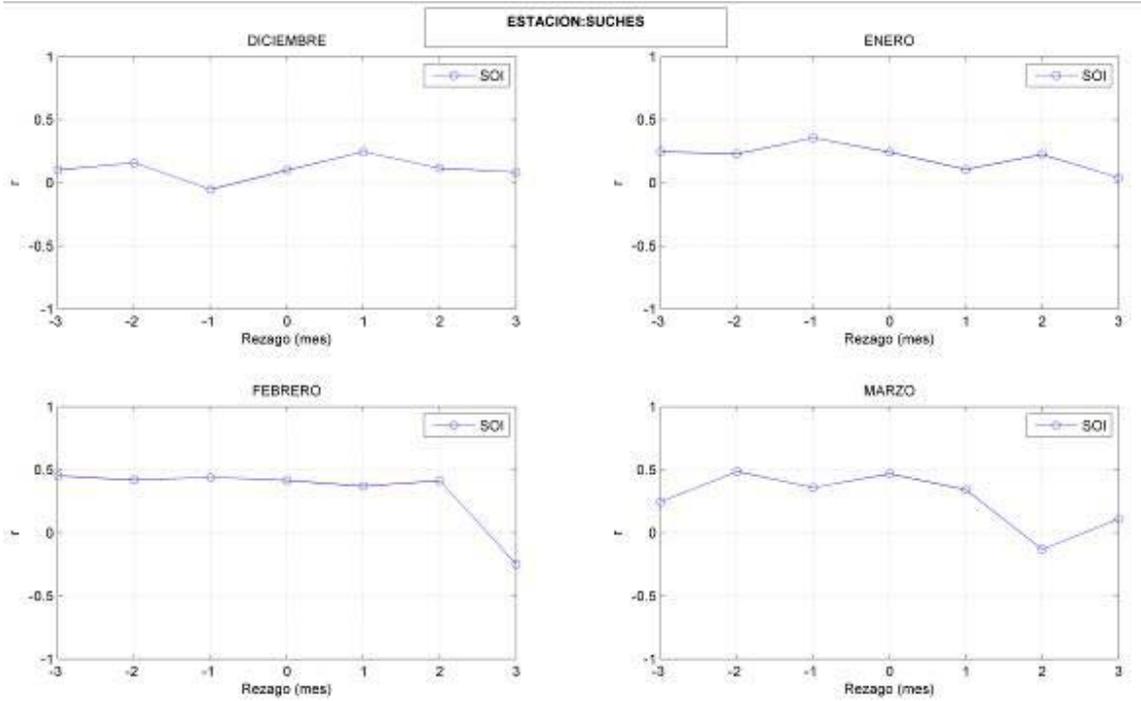
ANALISIS DE CORRELACION CRUZADA

Indice de oscilación del Sur - SPI mensual

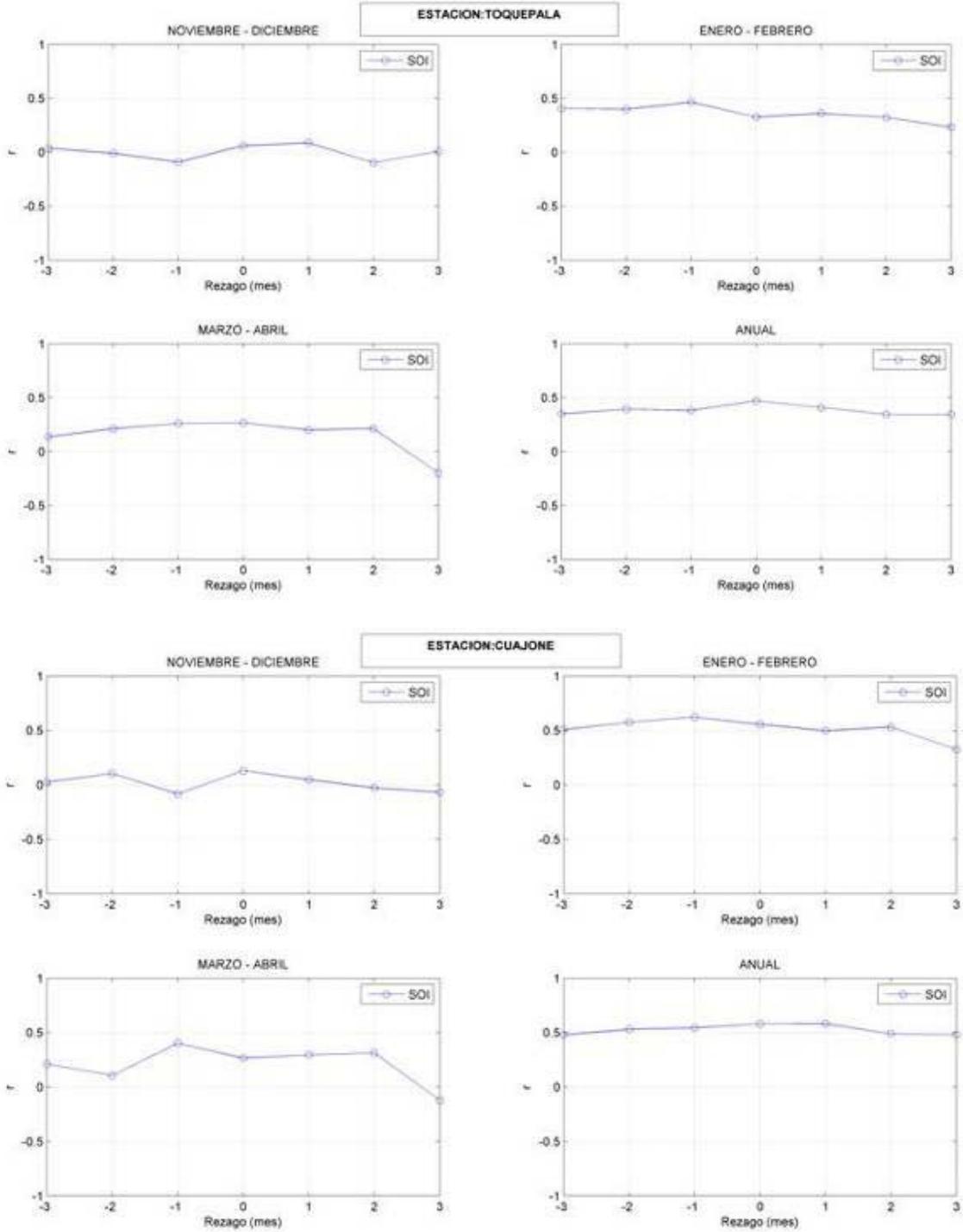




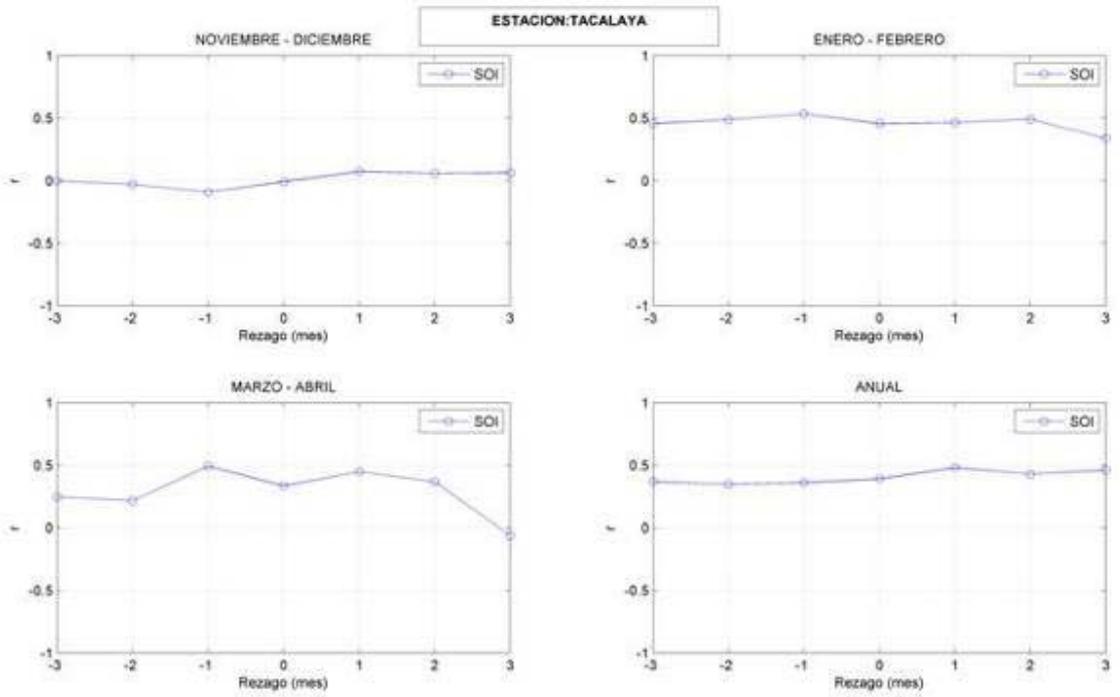
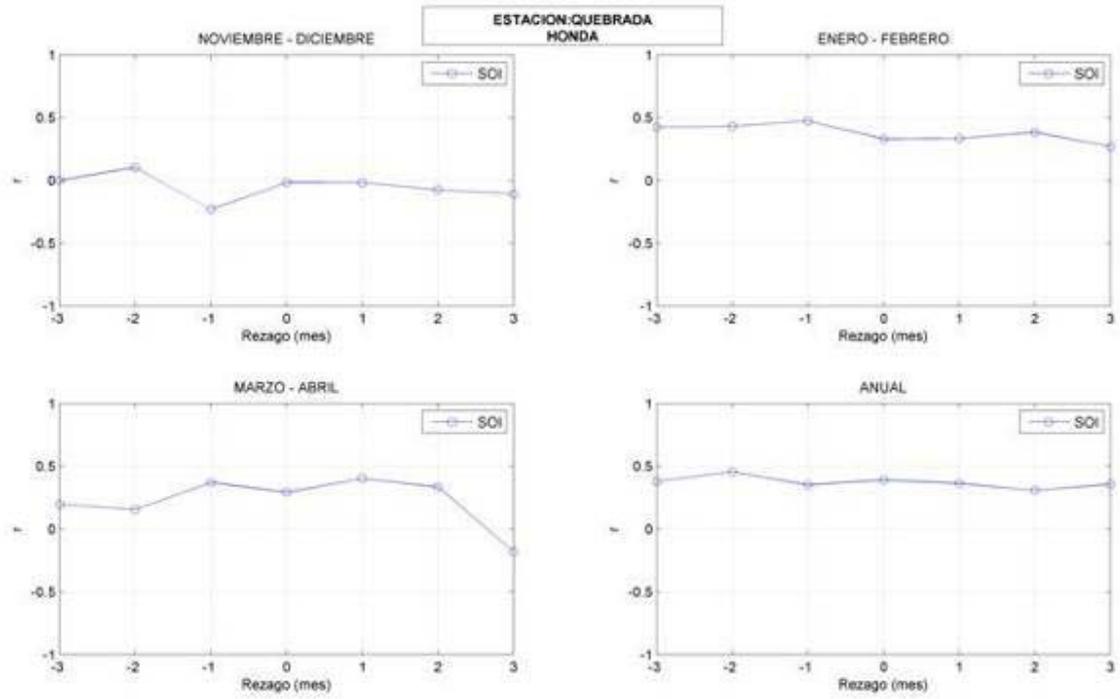
“Influencia de variables macroclimáticas en la sequía meteorológica en el Sur del Perú”

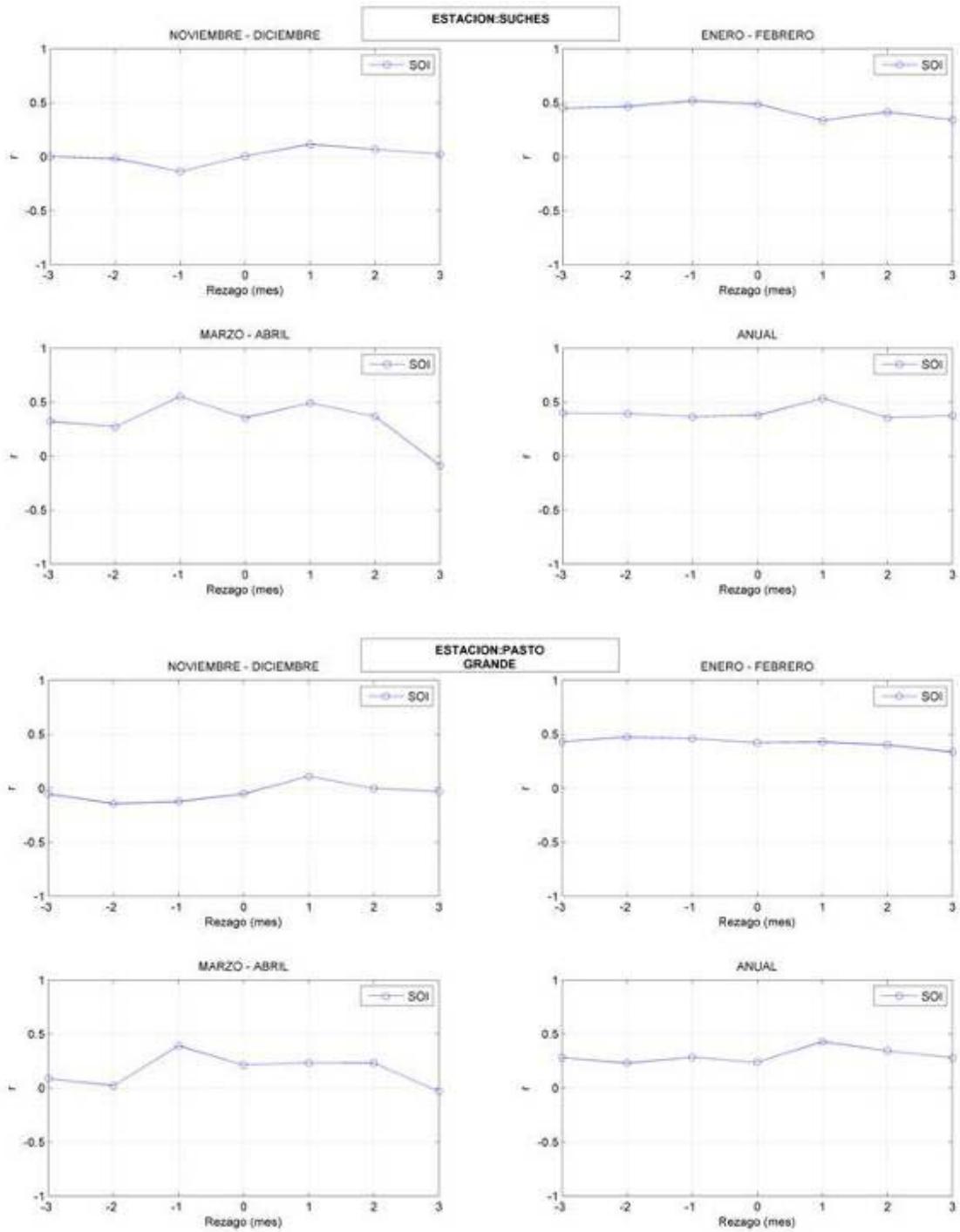


Indice de oscilación del Sur - SPI agregada

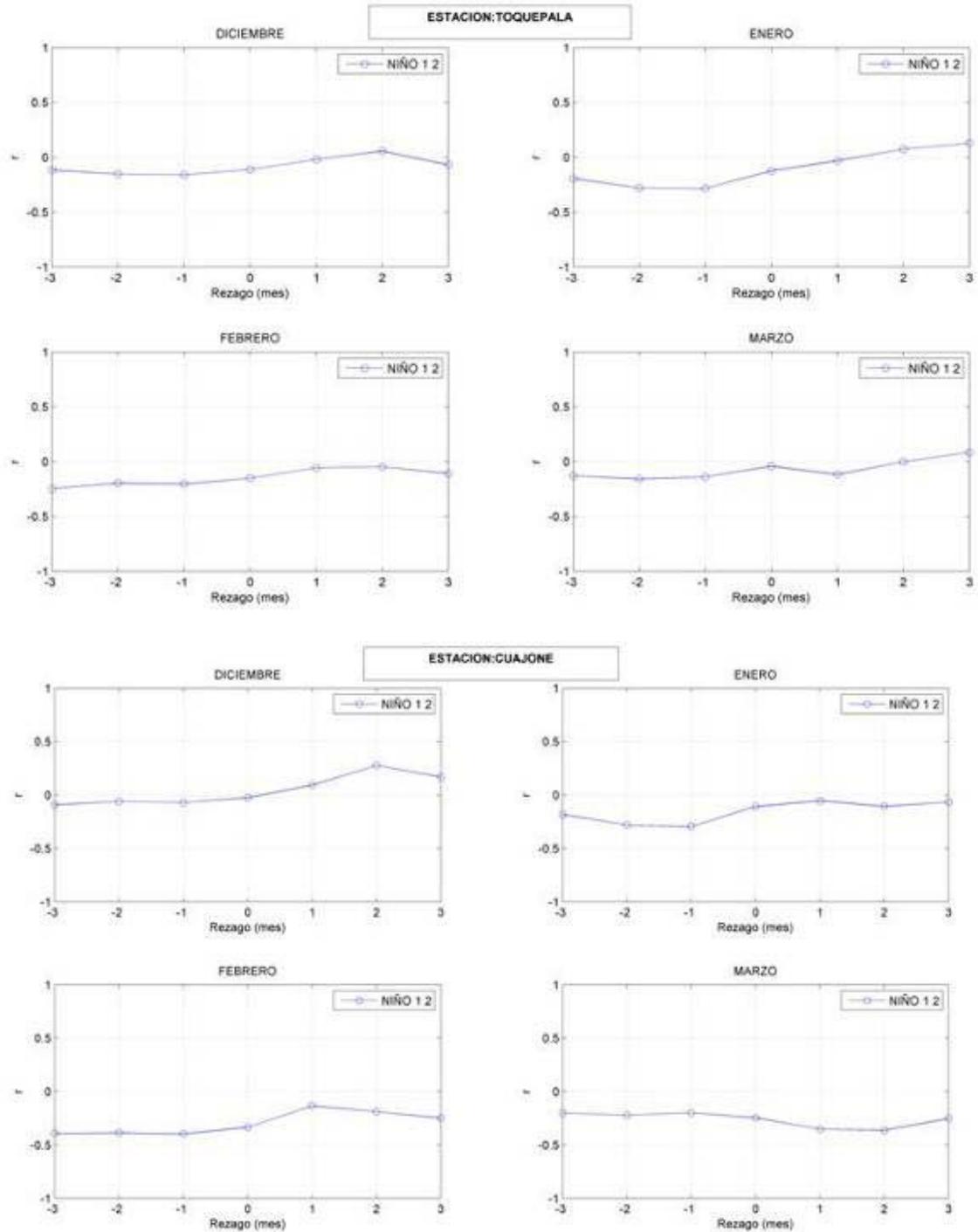


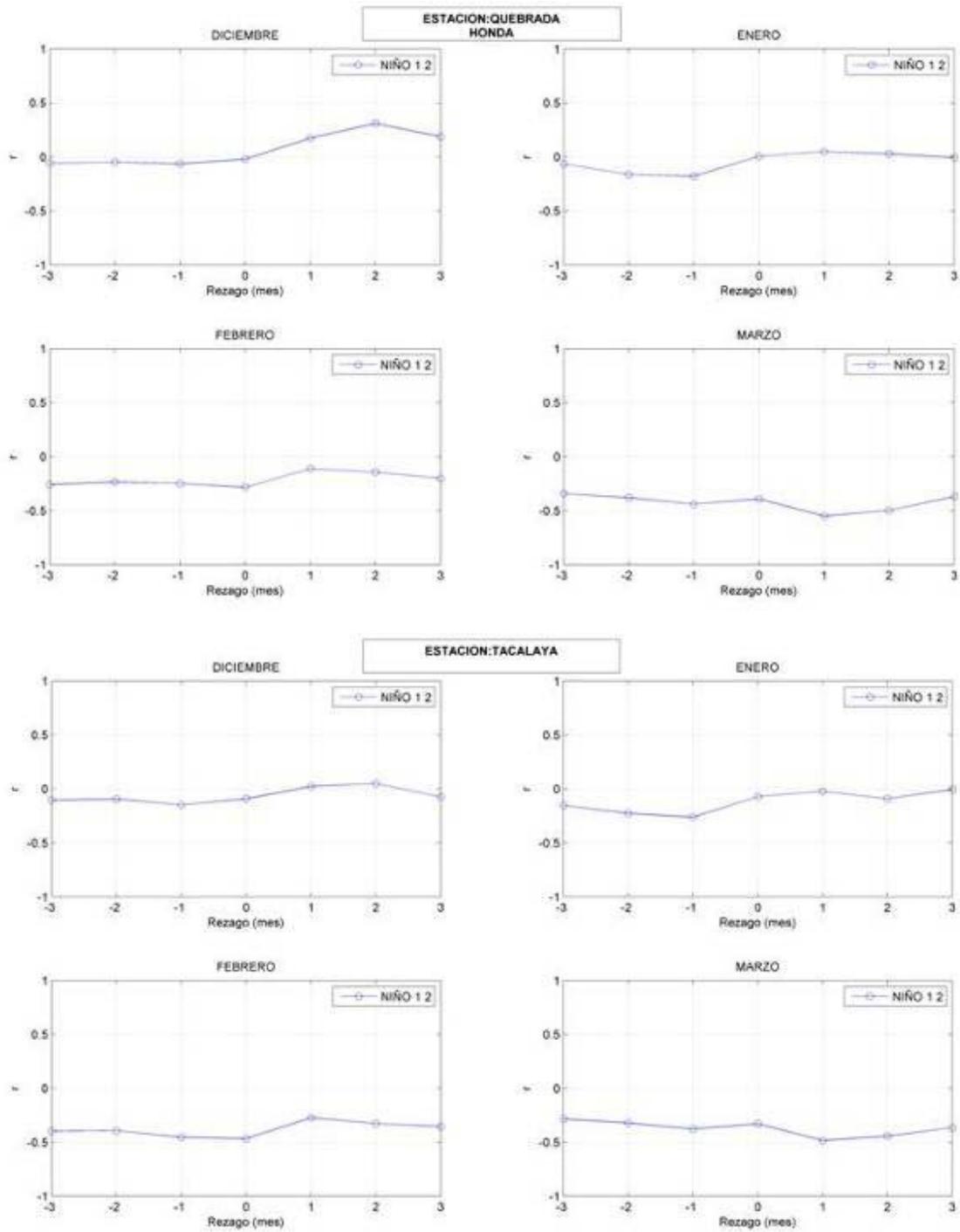
“Influencia de variables macroclimáticas en la sequía meteorológica en el Sur del Perú”



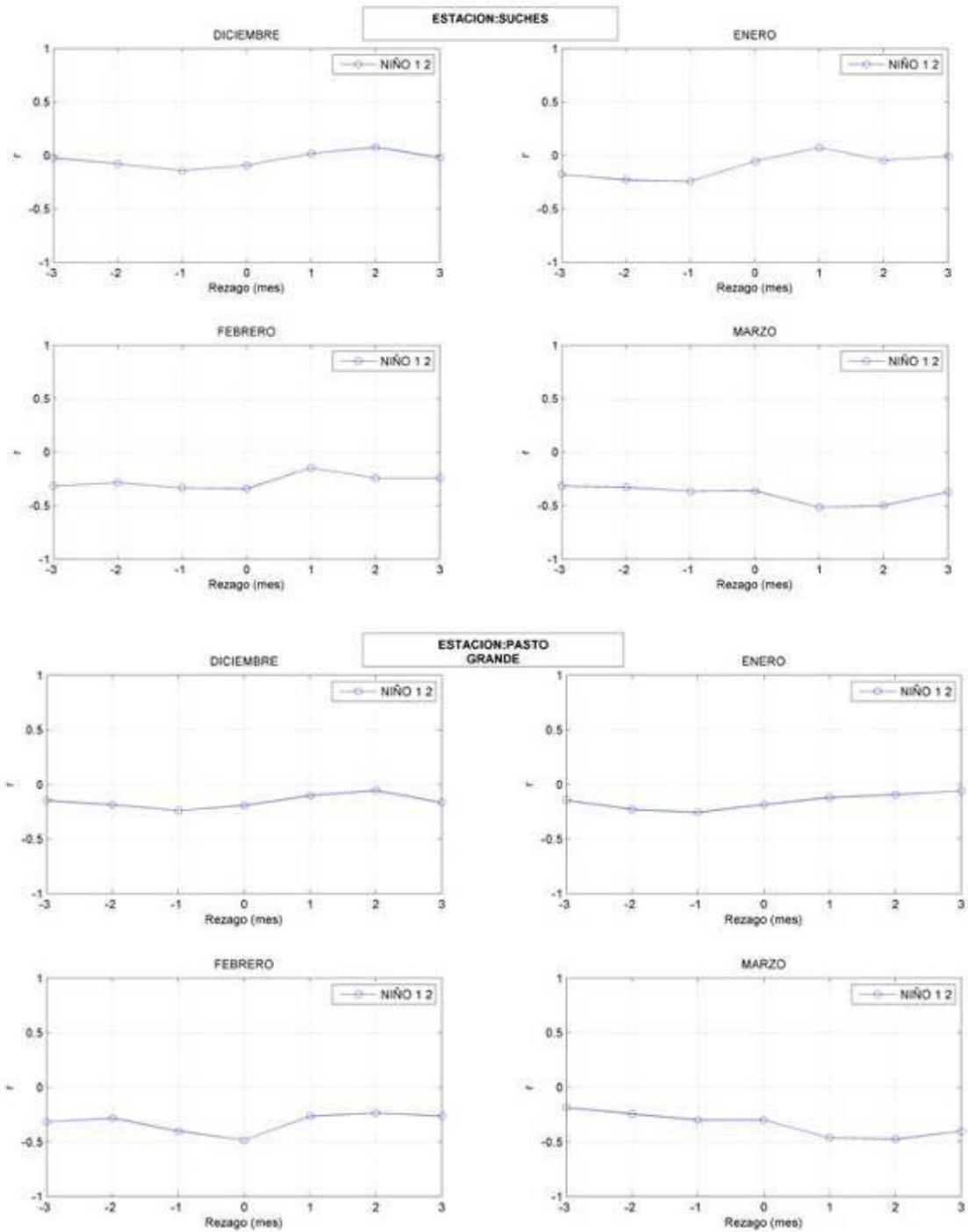


Niño 1-2 - SPI mensual

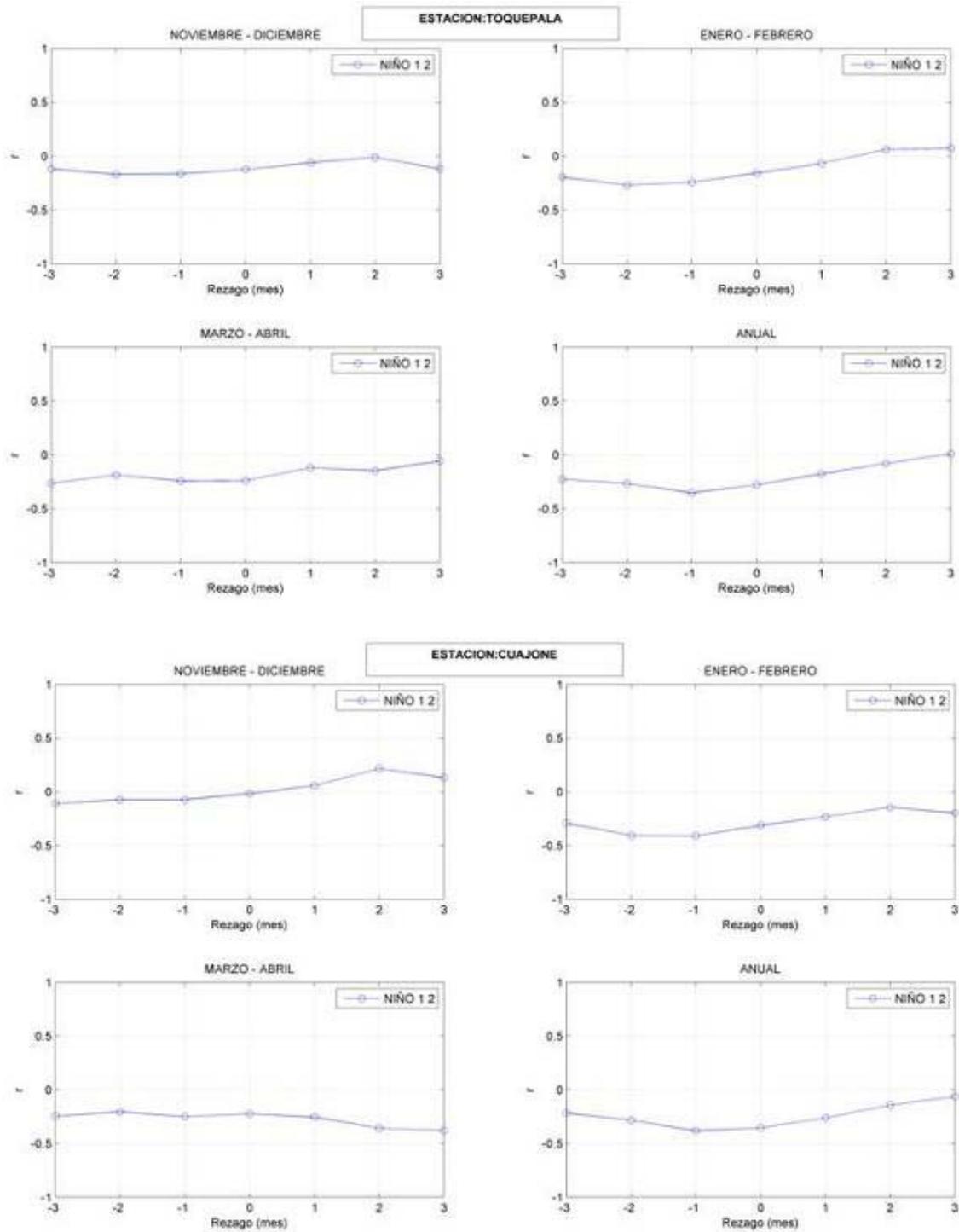




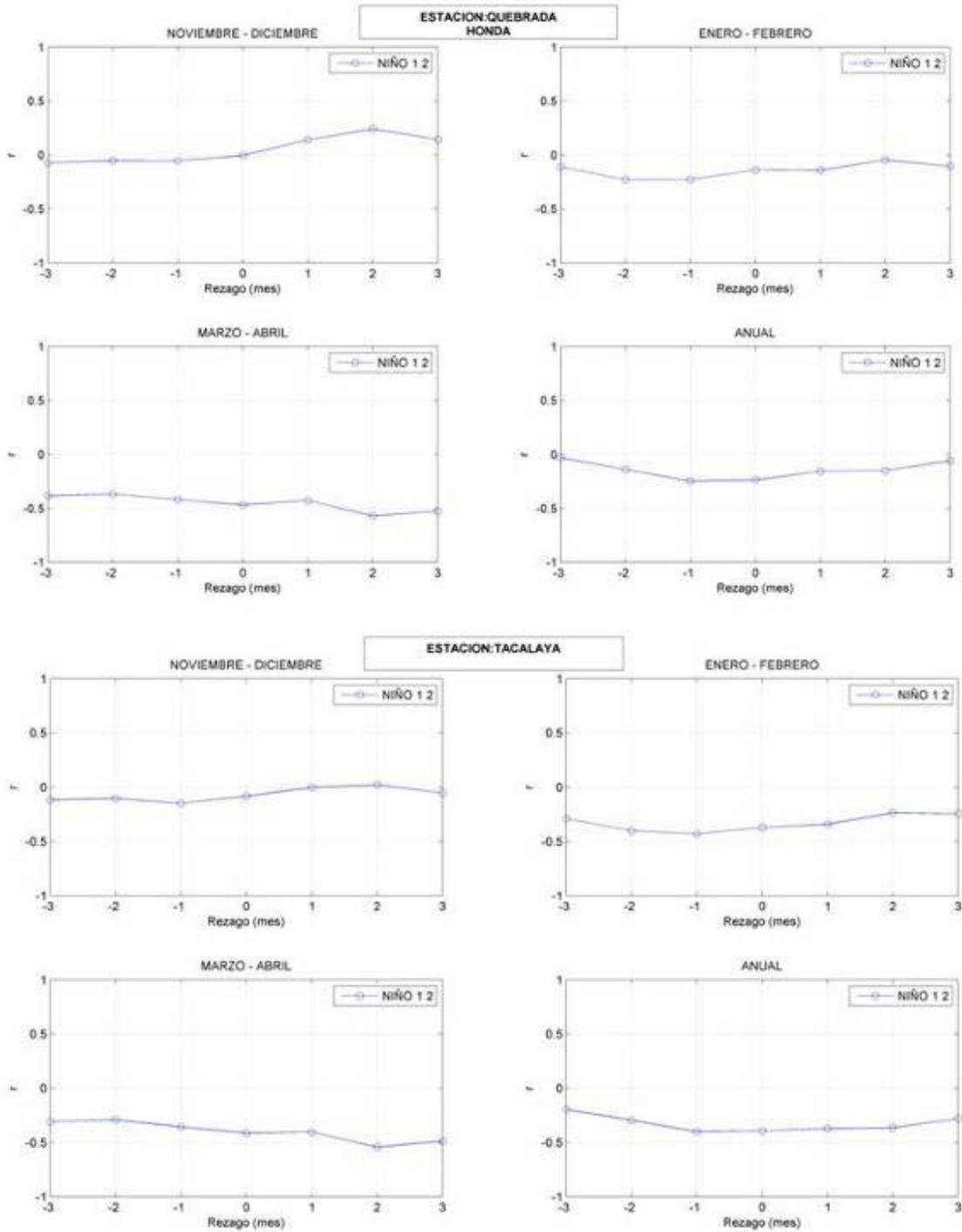
“Influencia de variables macroclimáticas en la sequía meteorológica en el Sur del Perú”

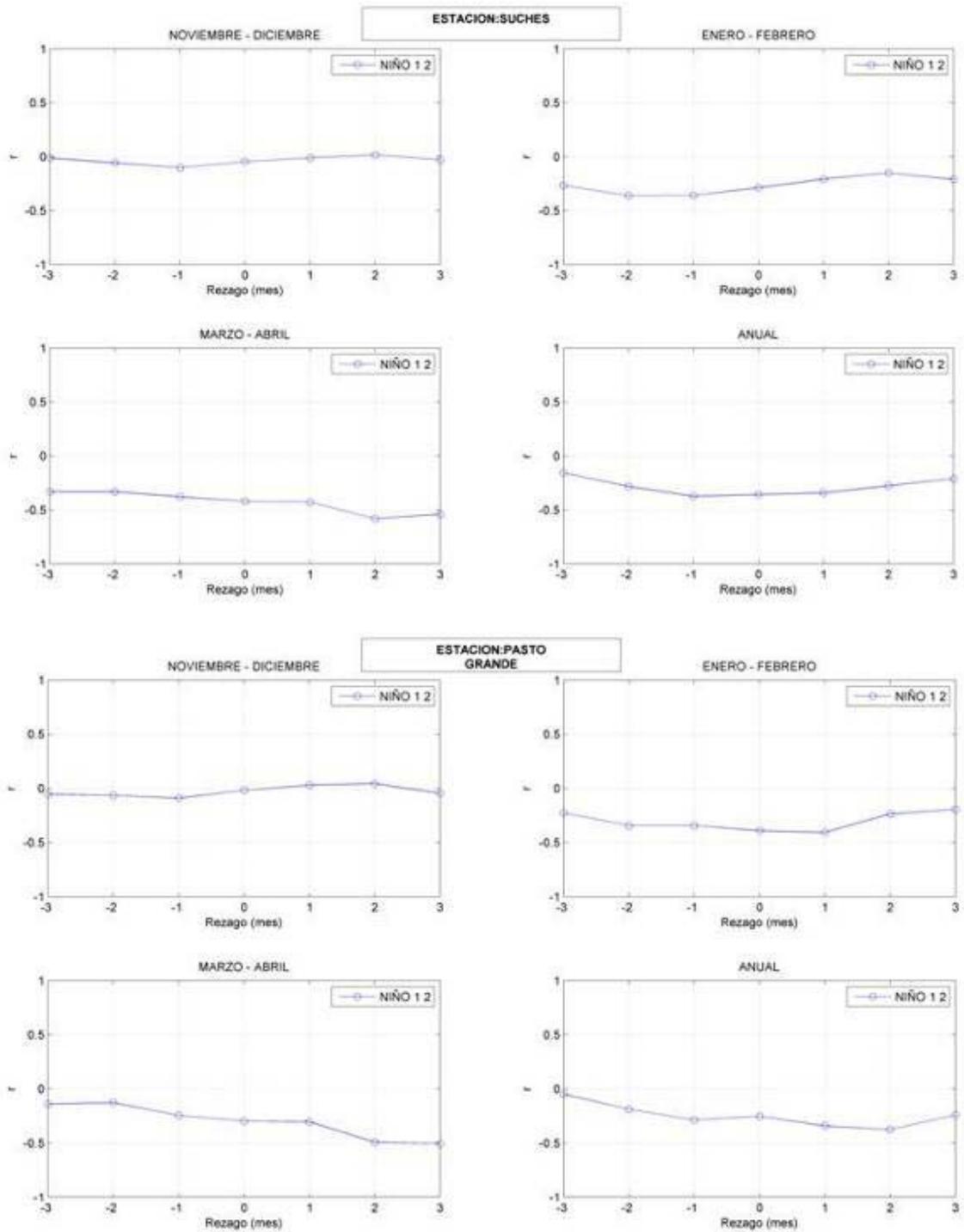


Niño 1-2 - SPI agregada

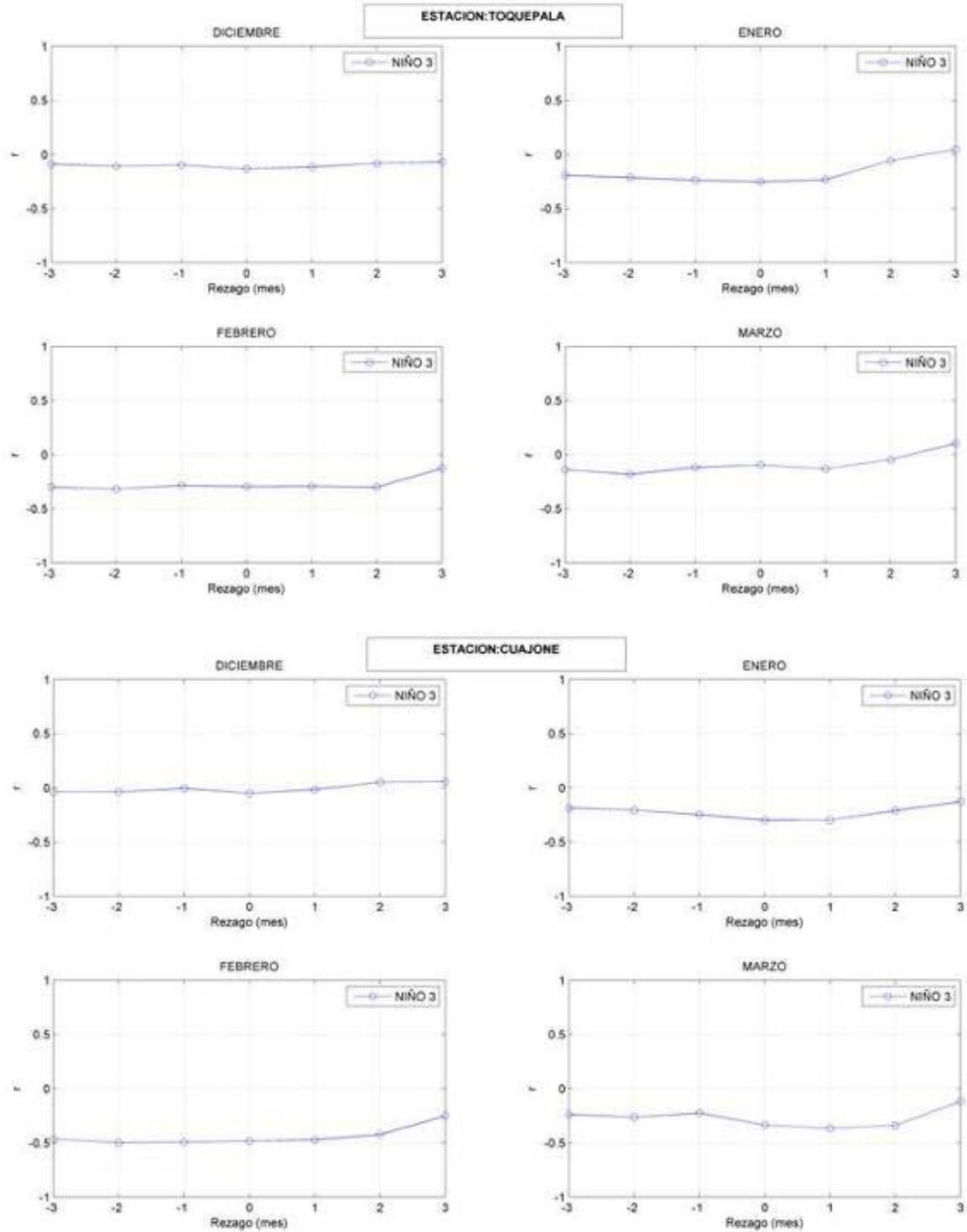


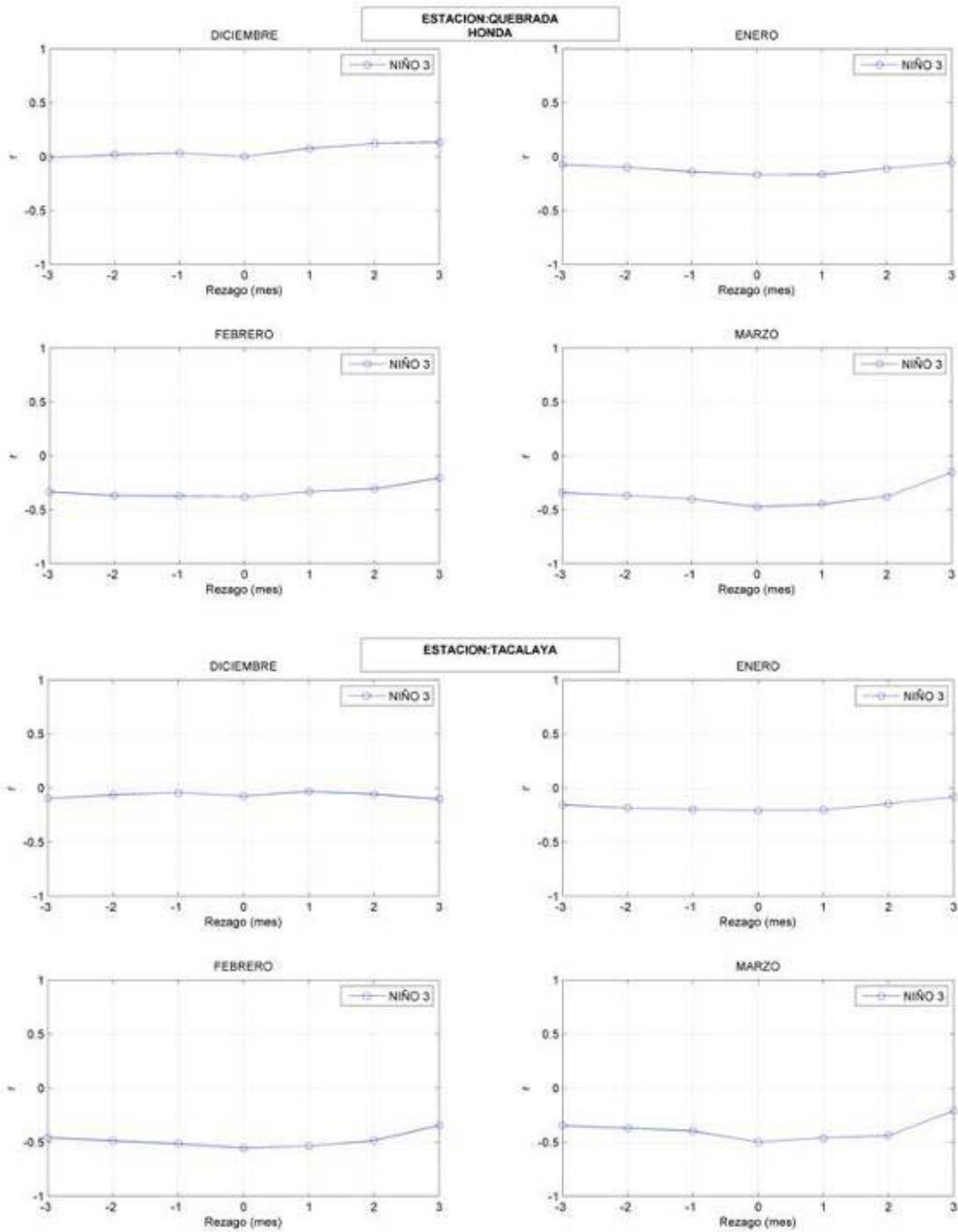
“Influencia de variables macroclimáticas en la sequía meteorológica en el Sur del Perú”



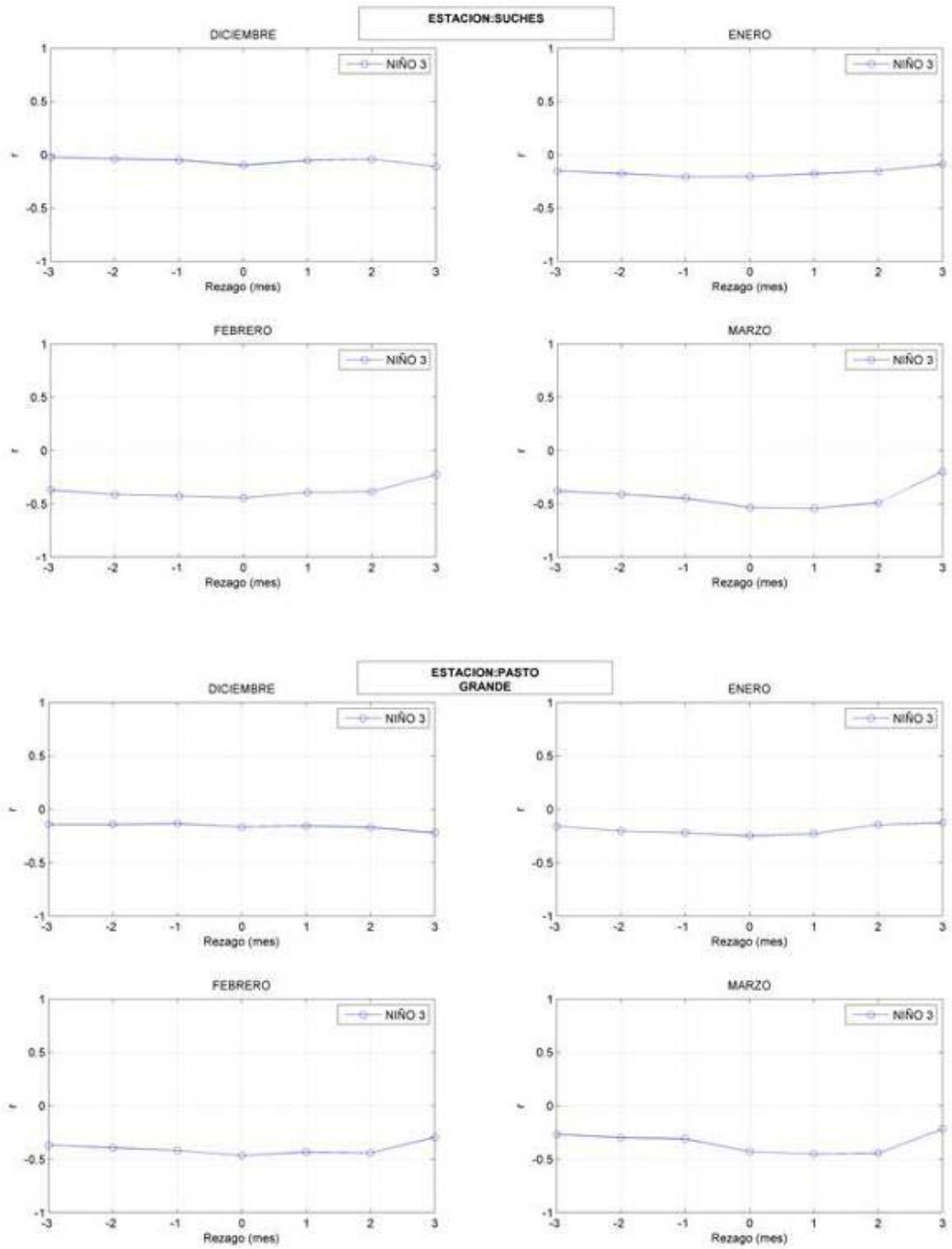


Niño 3 - SPI mensual

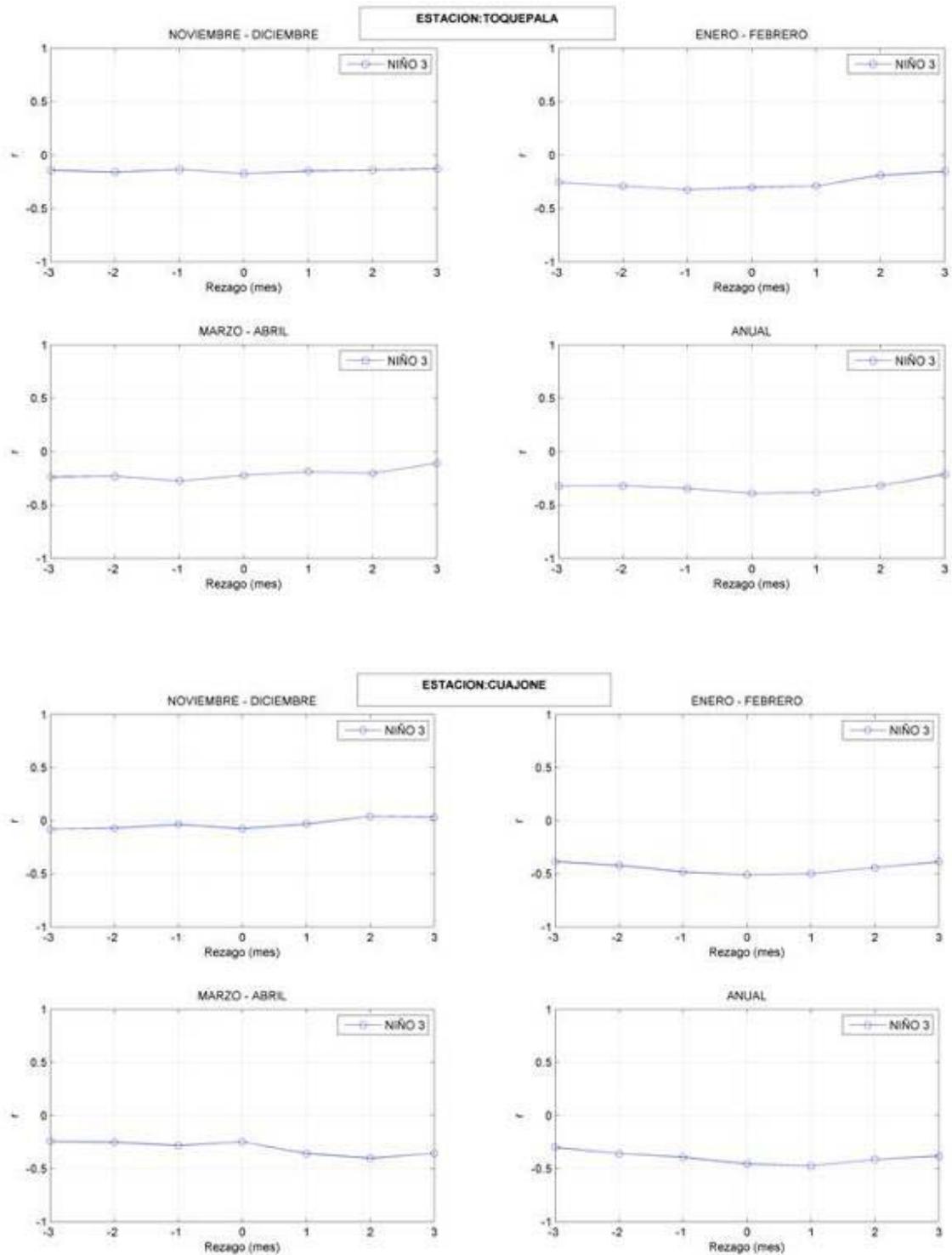




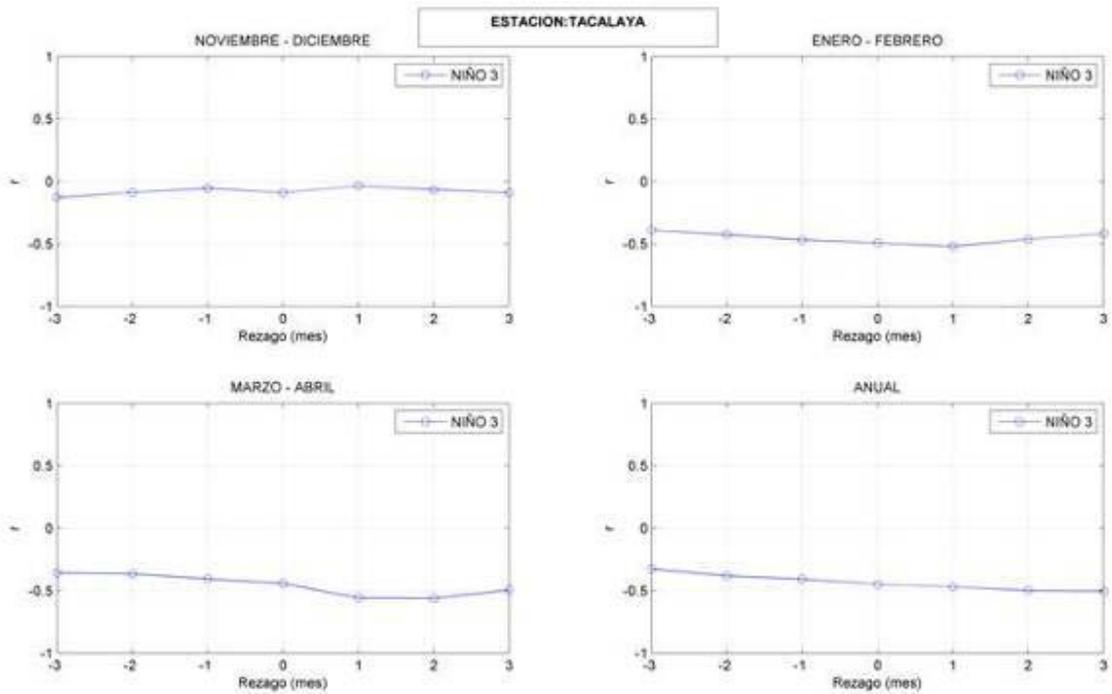
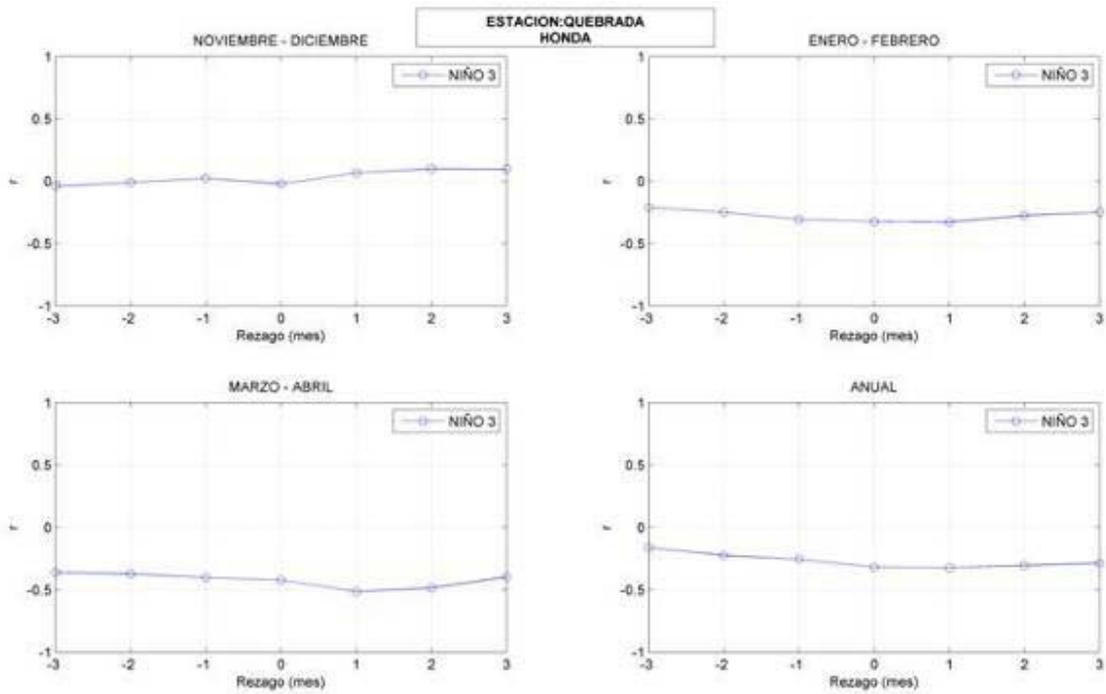
“Influencia de variables macroclimáticas en la sequía meteorológica en el Sur del Perú”

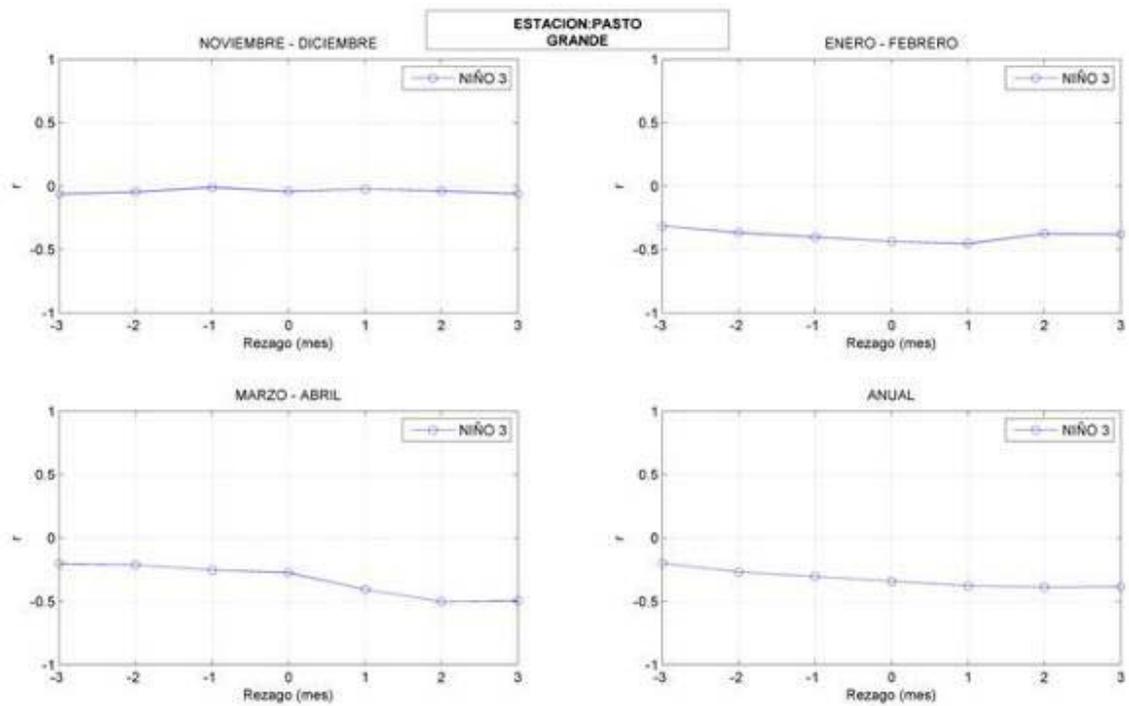
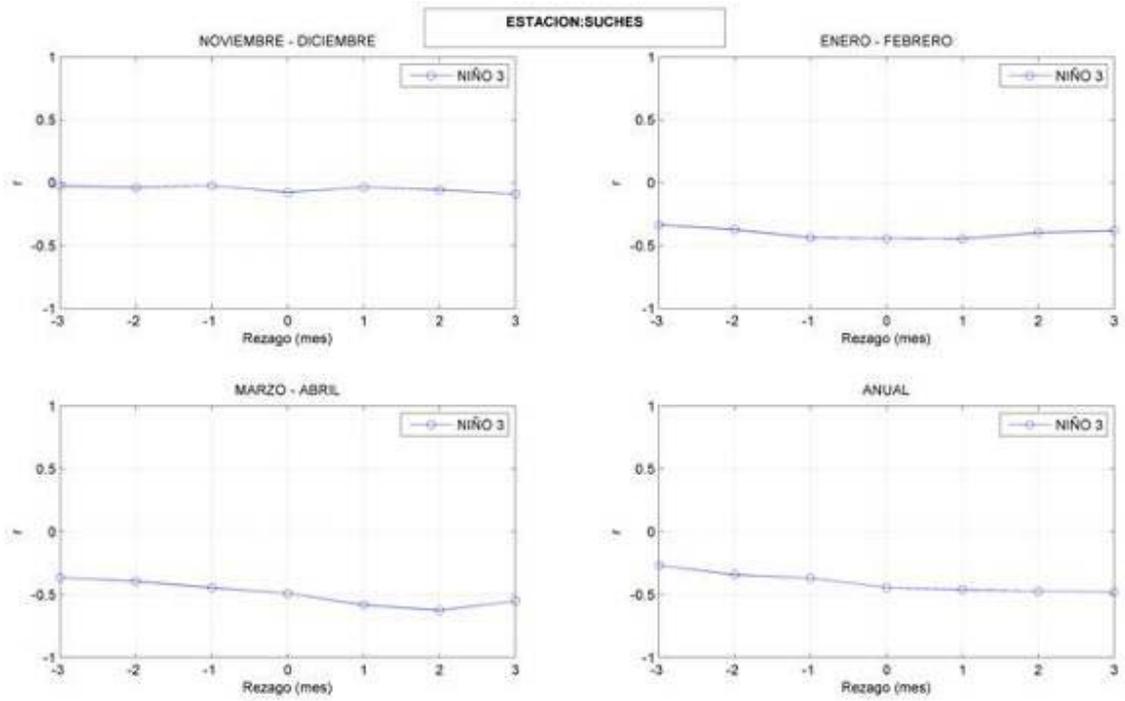


Niño 3 - SPI agregada

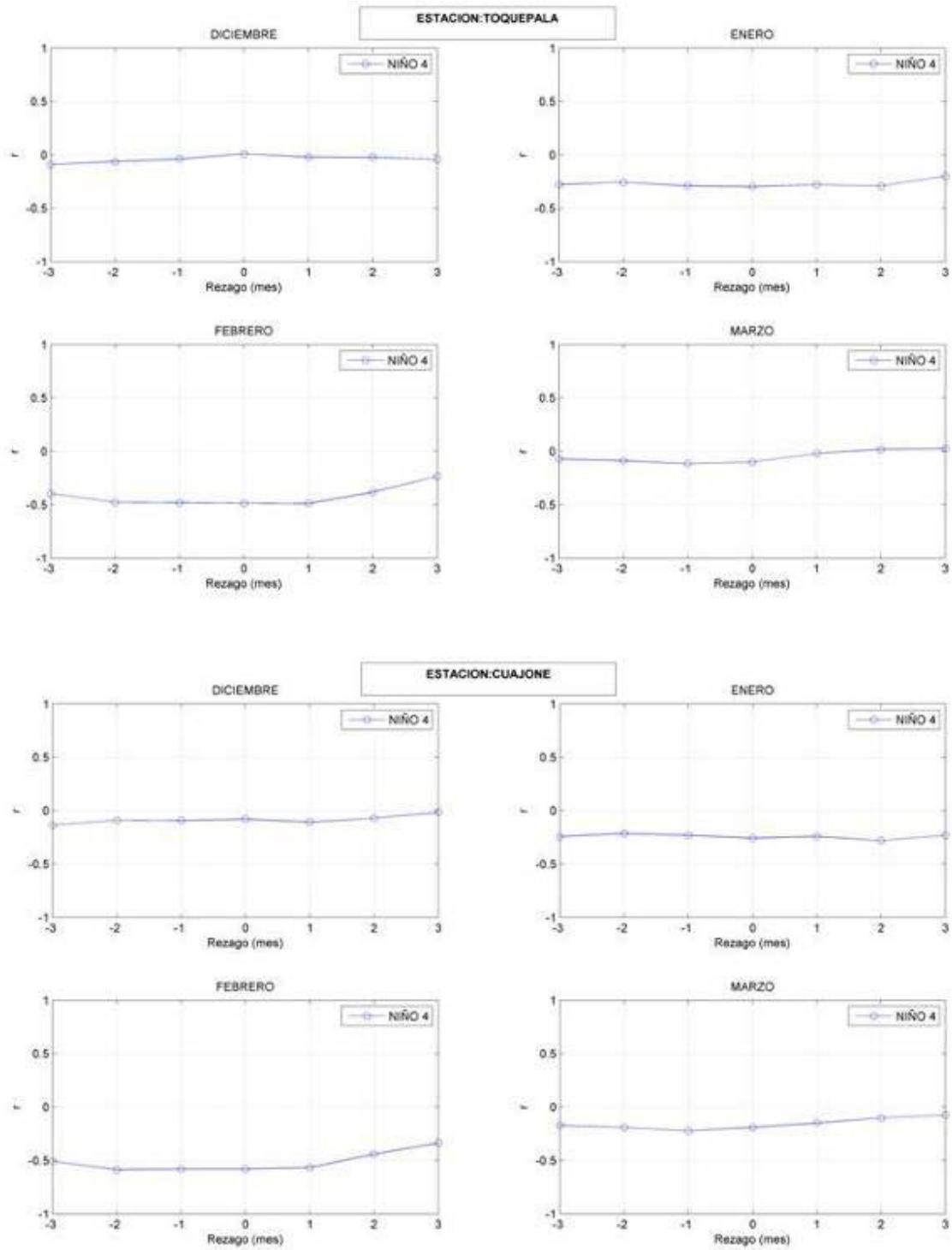


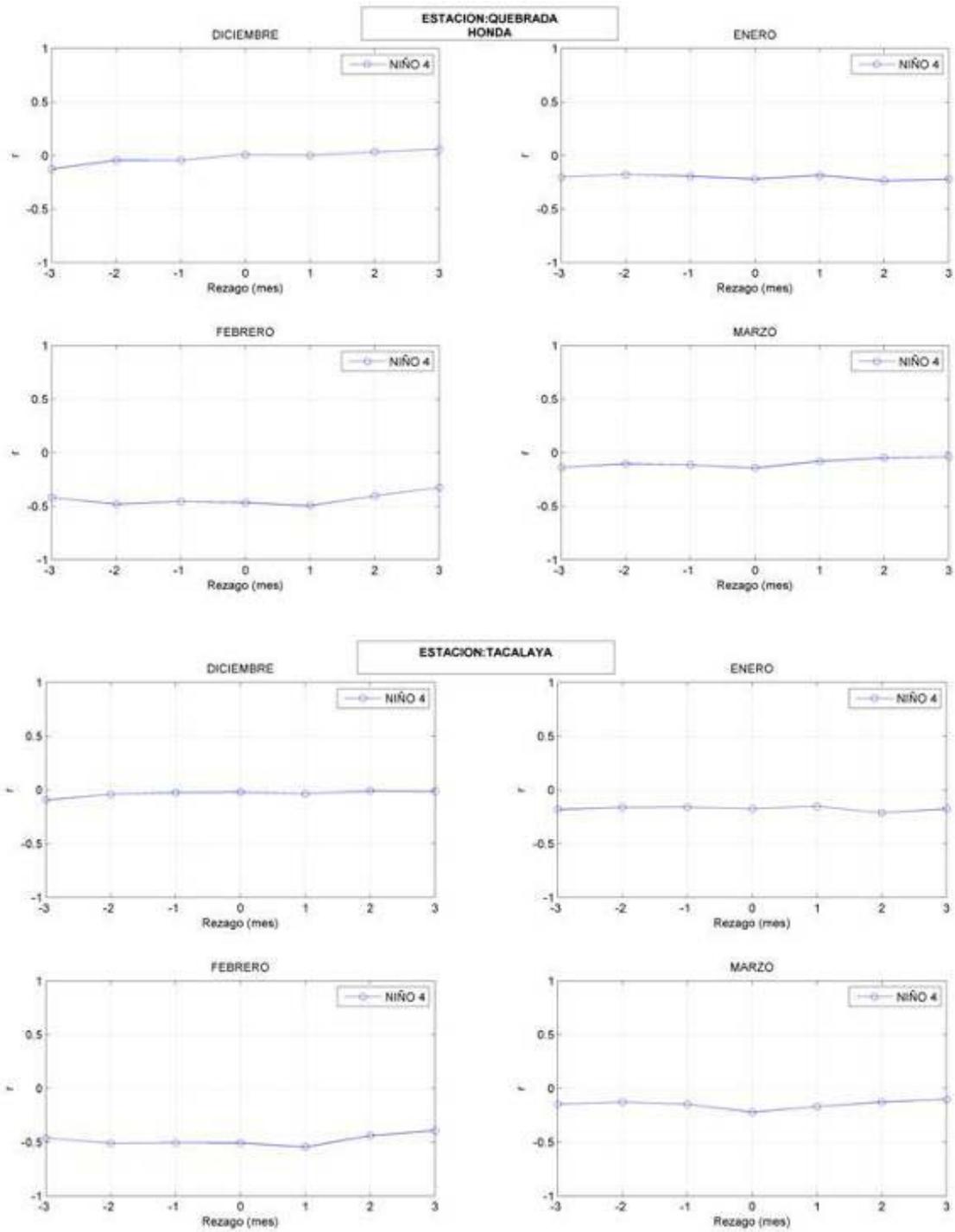
“Influencia de variables macroclimáticas en la sequía meteorológica en el Sur del Perú”



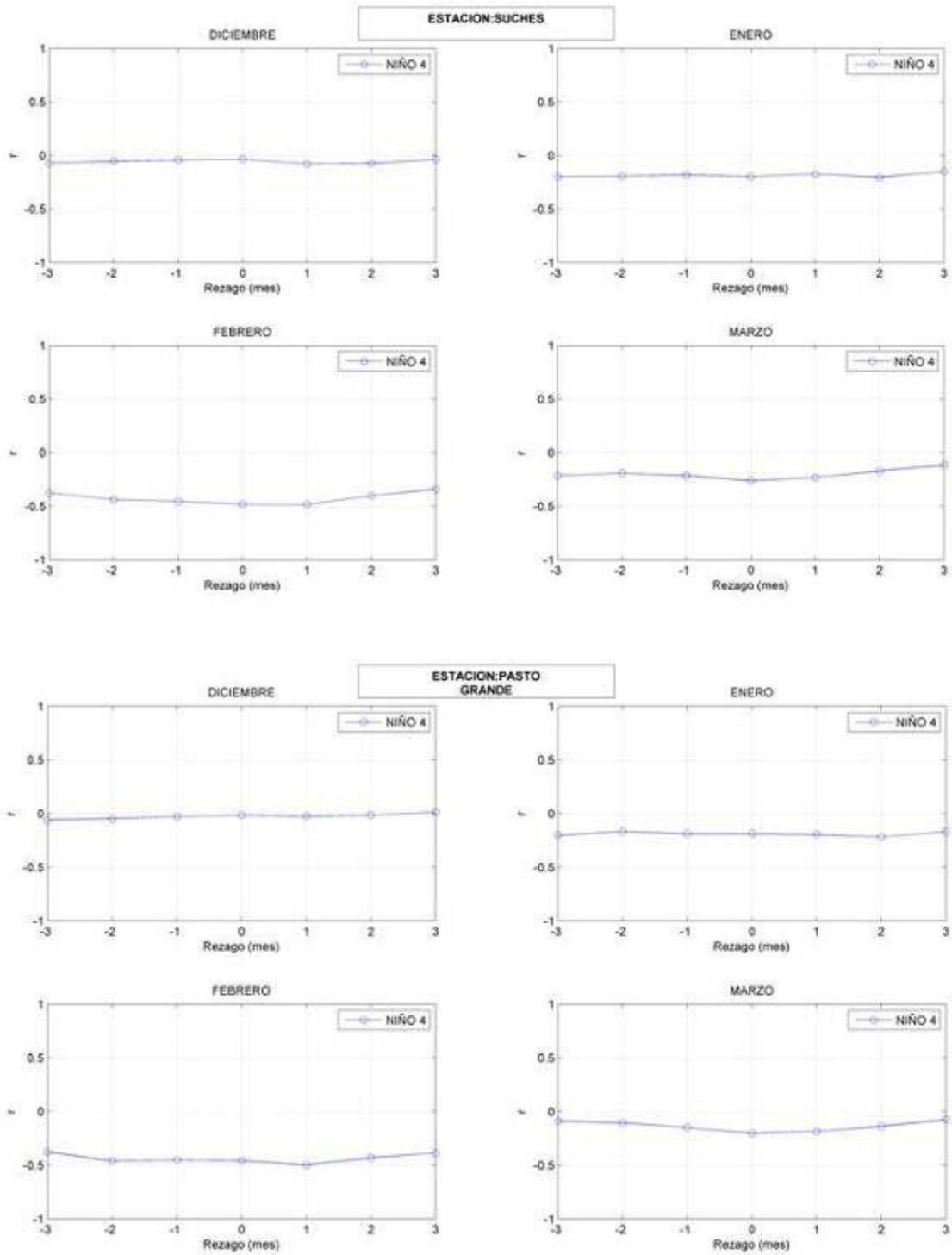


Niño 4 - SPI mensual

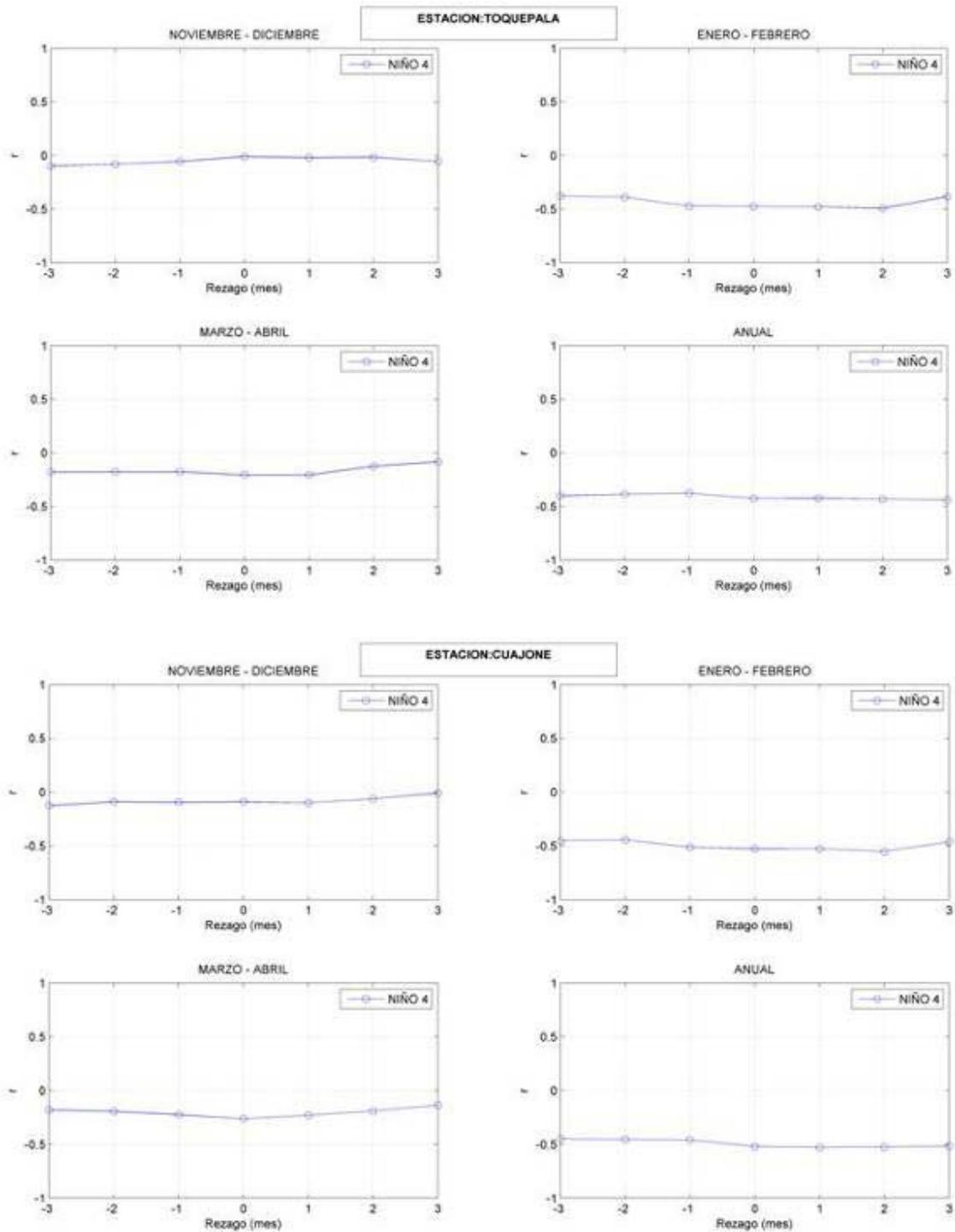




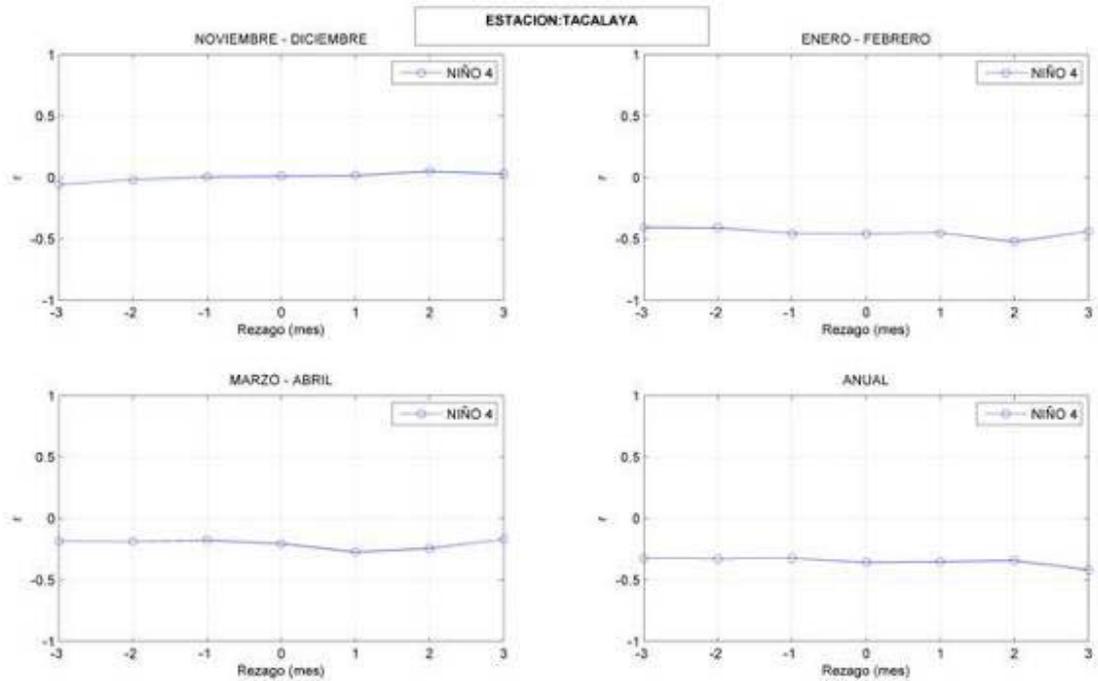
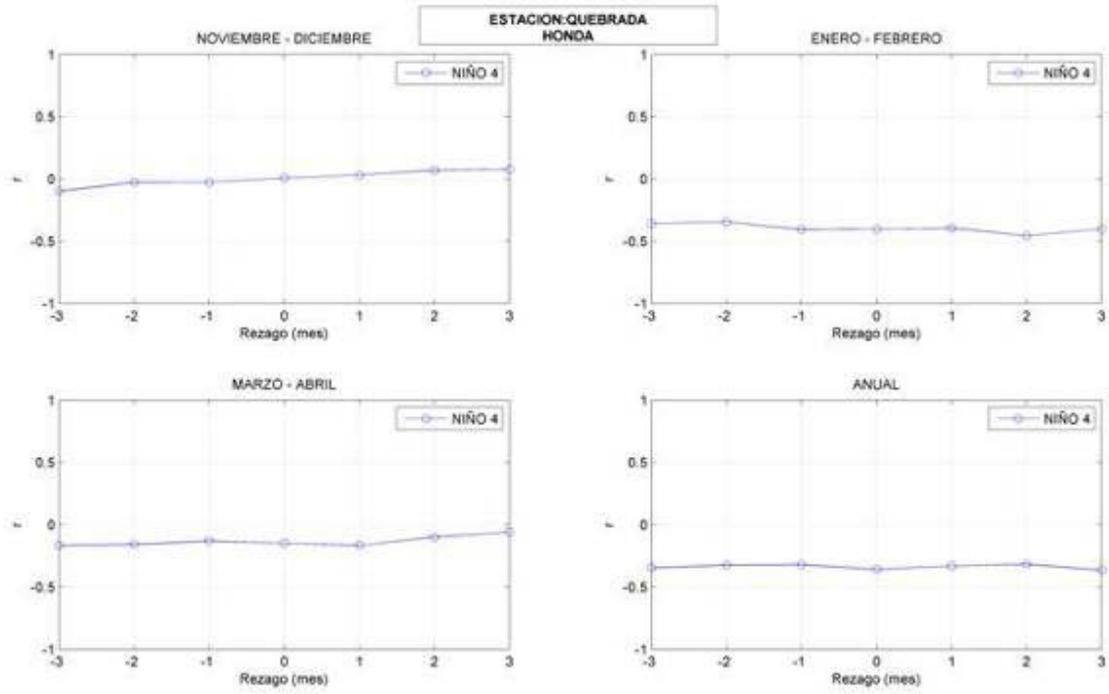
“Influencia de variables macroclimáticas en la sequía meteorológica en el Sur del Perú”

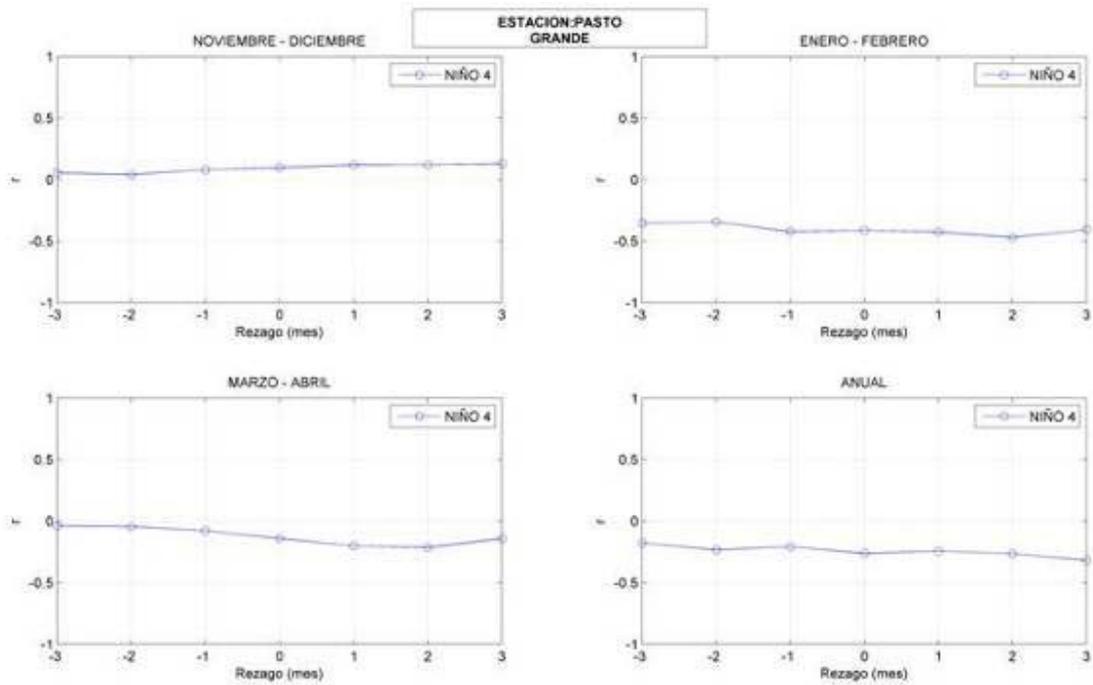
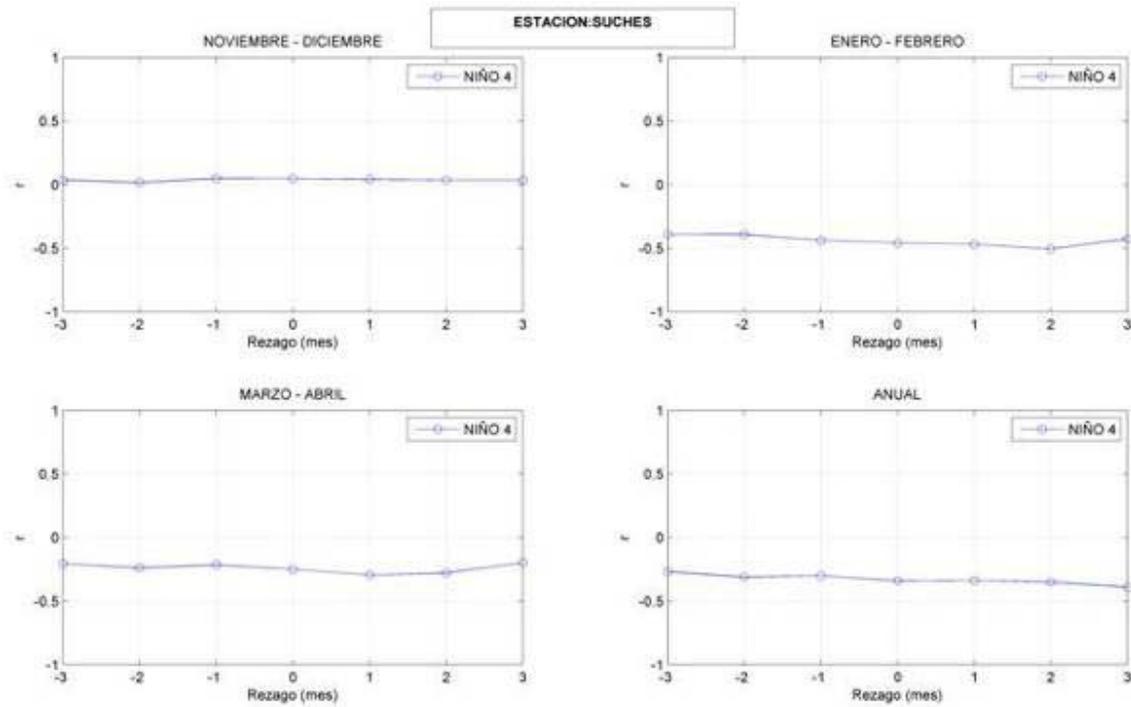


Niño 4 - SPI agregada

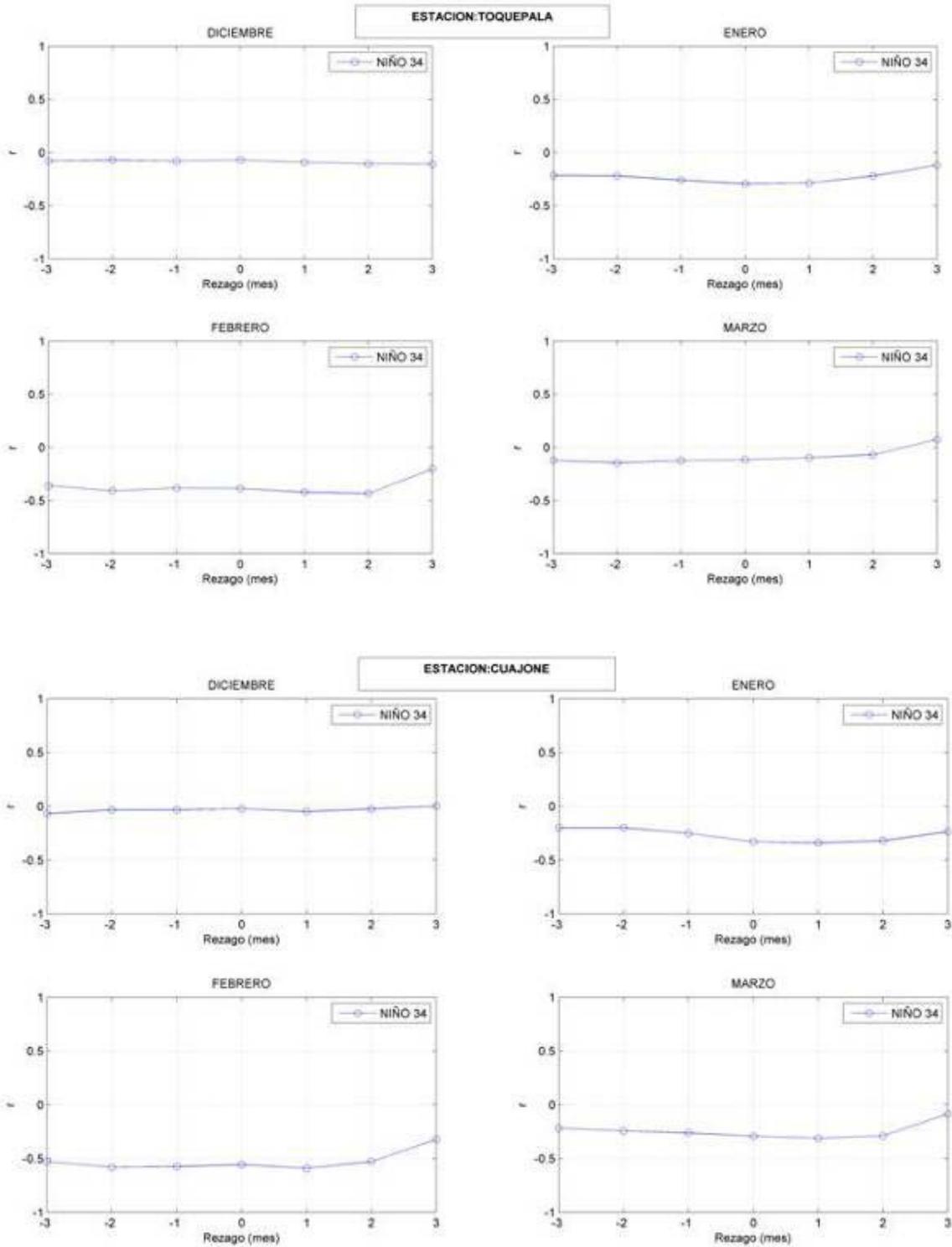


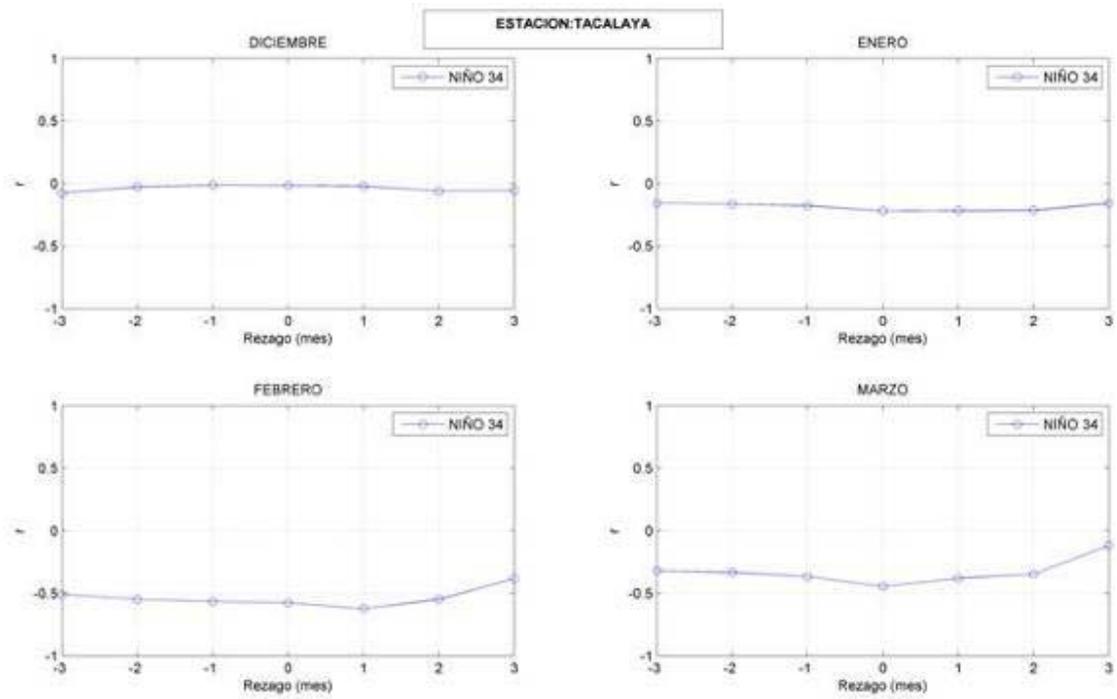
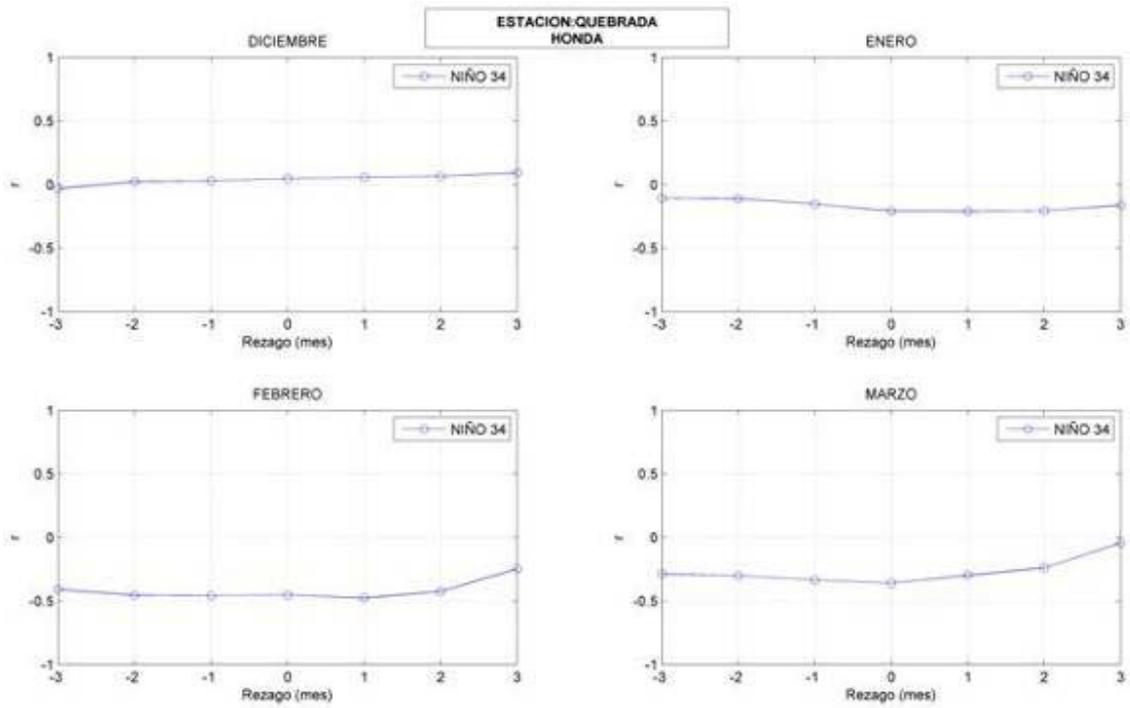
“Influencia de variables macroclimáticas en la sequía meteorológica en el Sur del Perú”



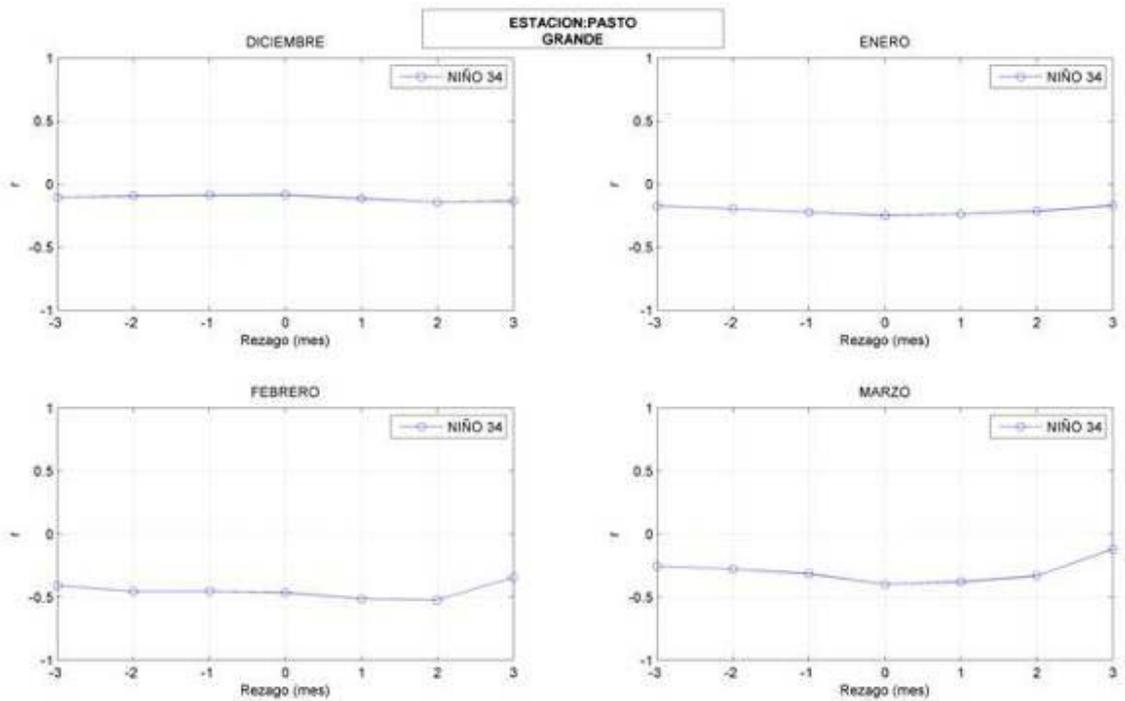
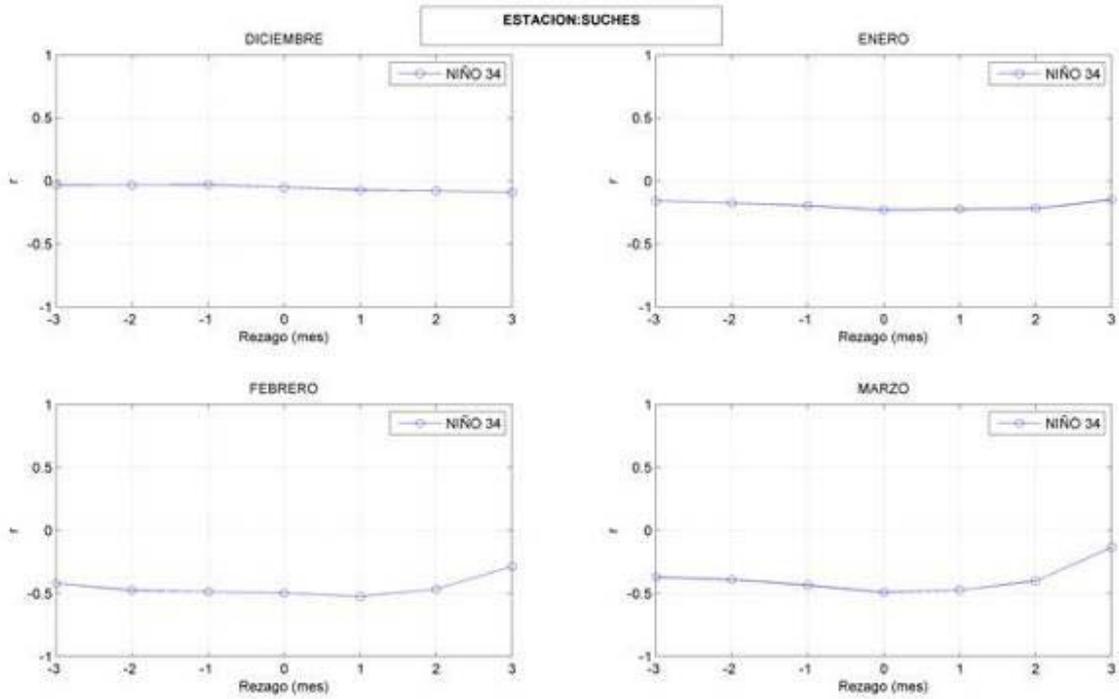


Niño 3-4 - SPI agregada

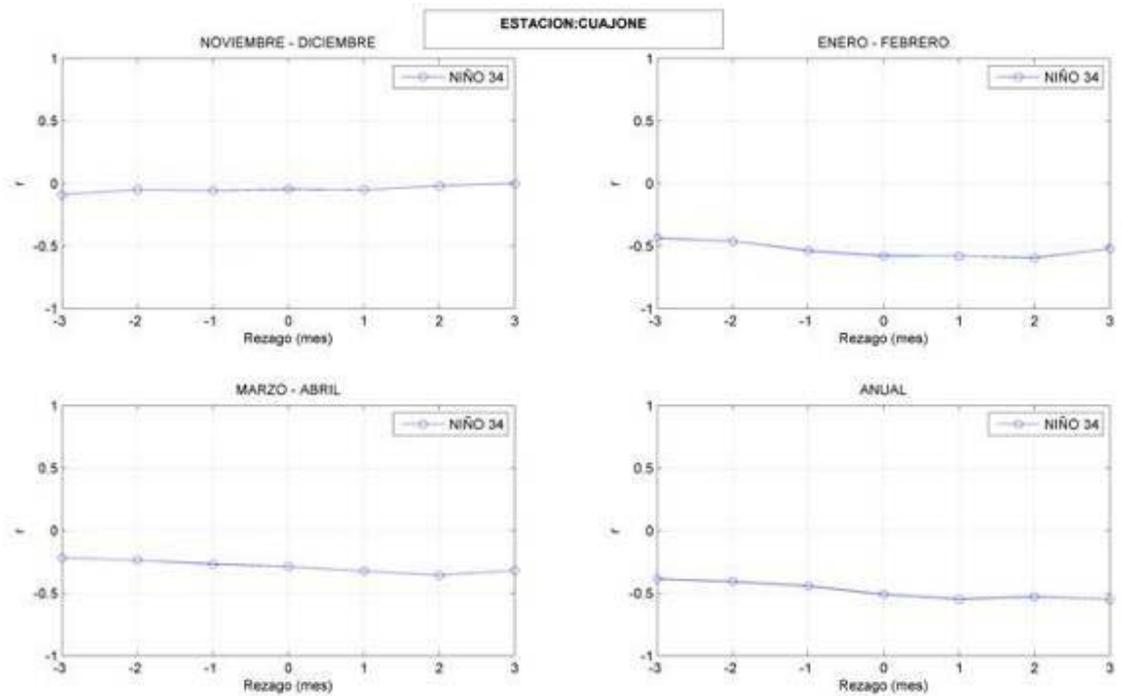
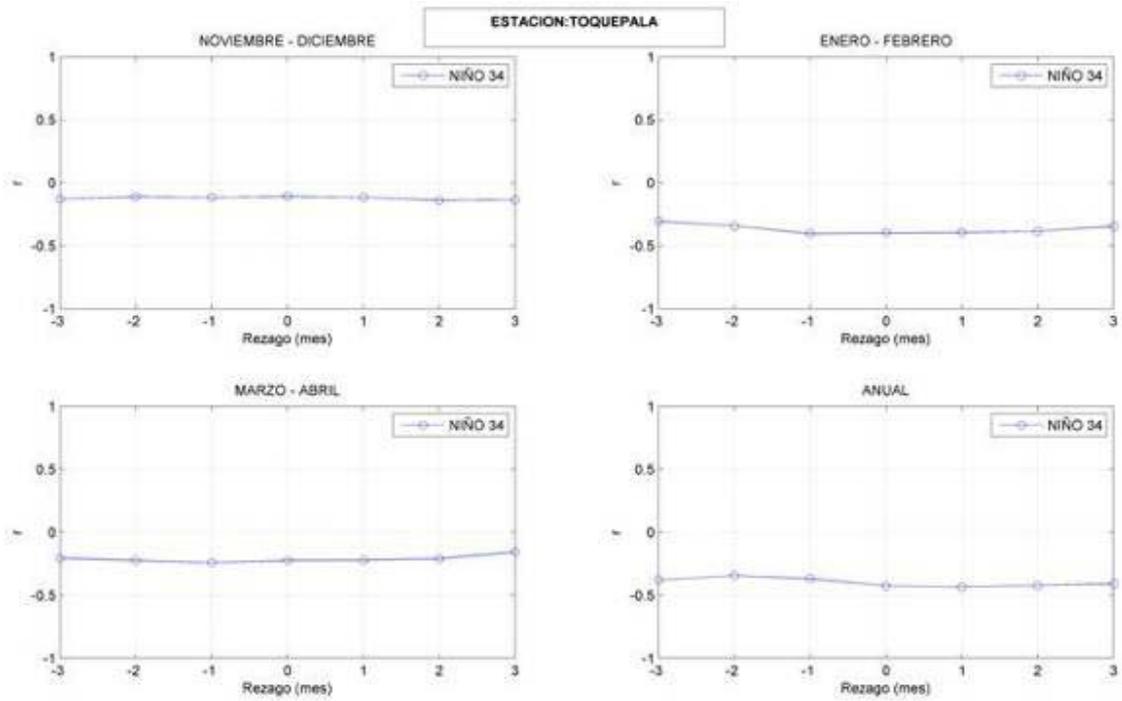




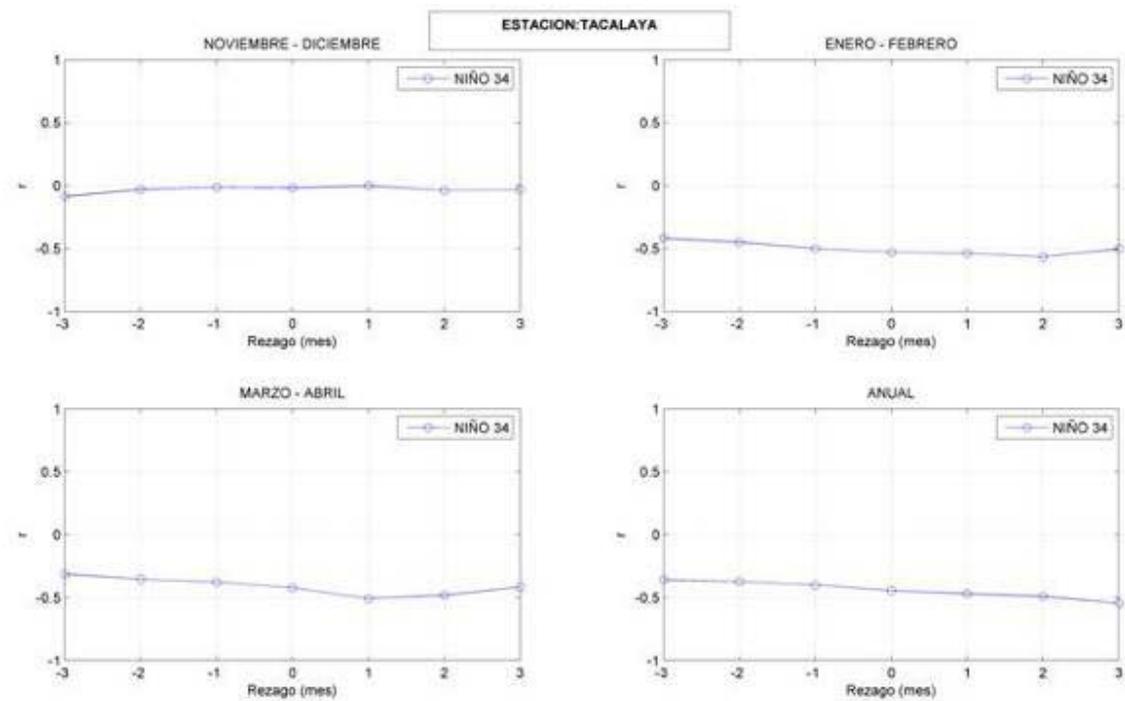
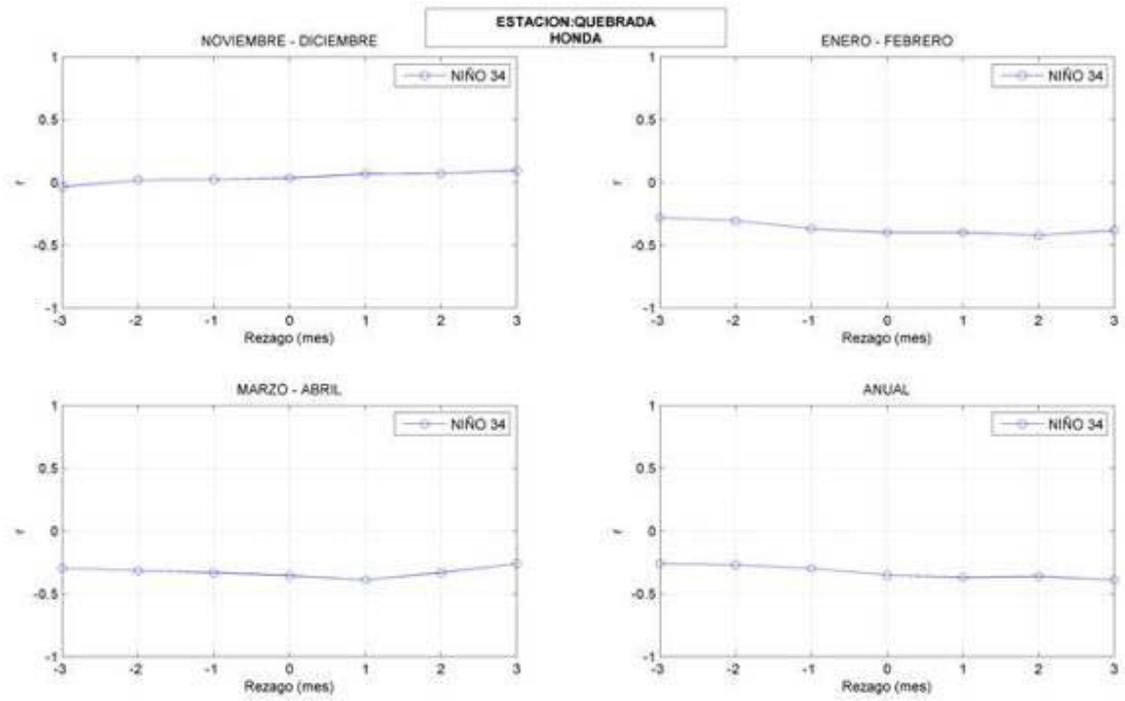
“Influencia de variables macroclimáticas en la sequía meteorológica en el Sur del Perú”

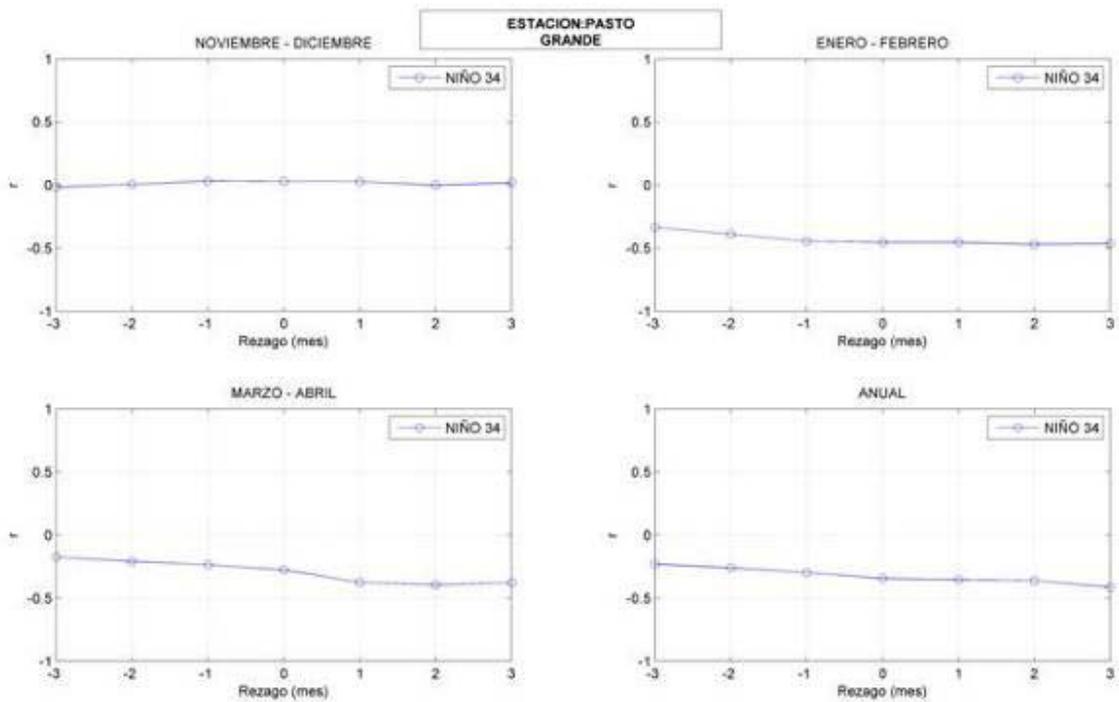
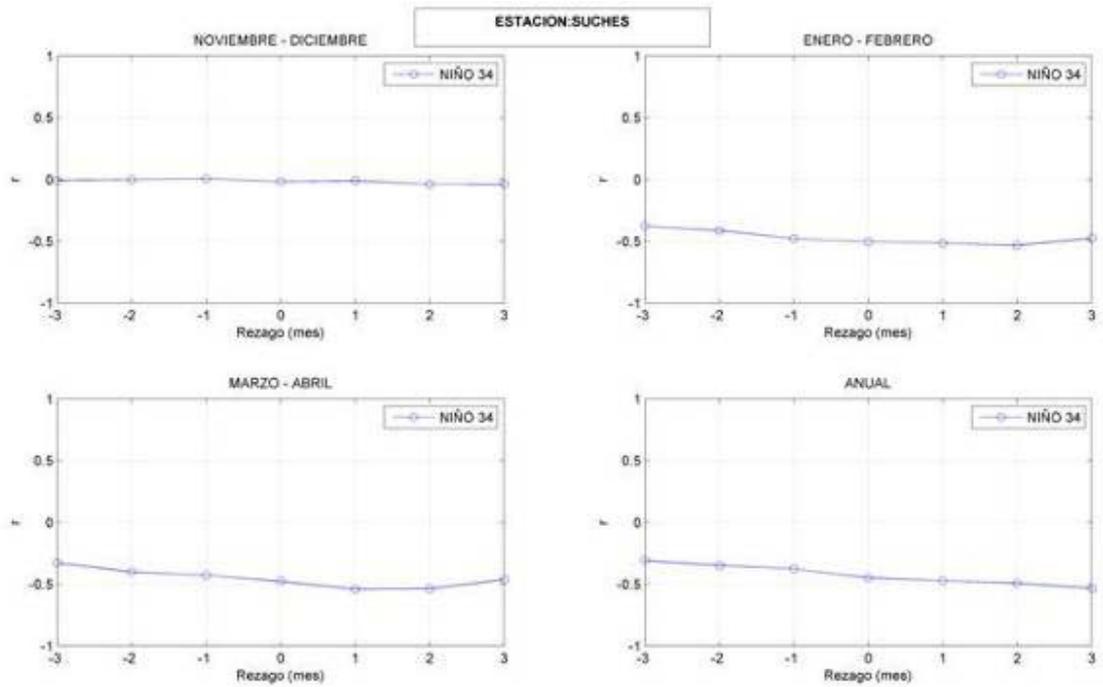


Niño 3-4 - SPI agregada

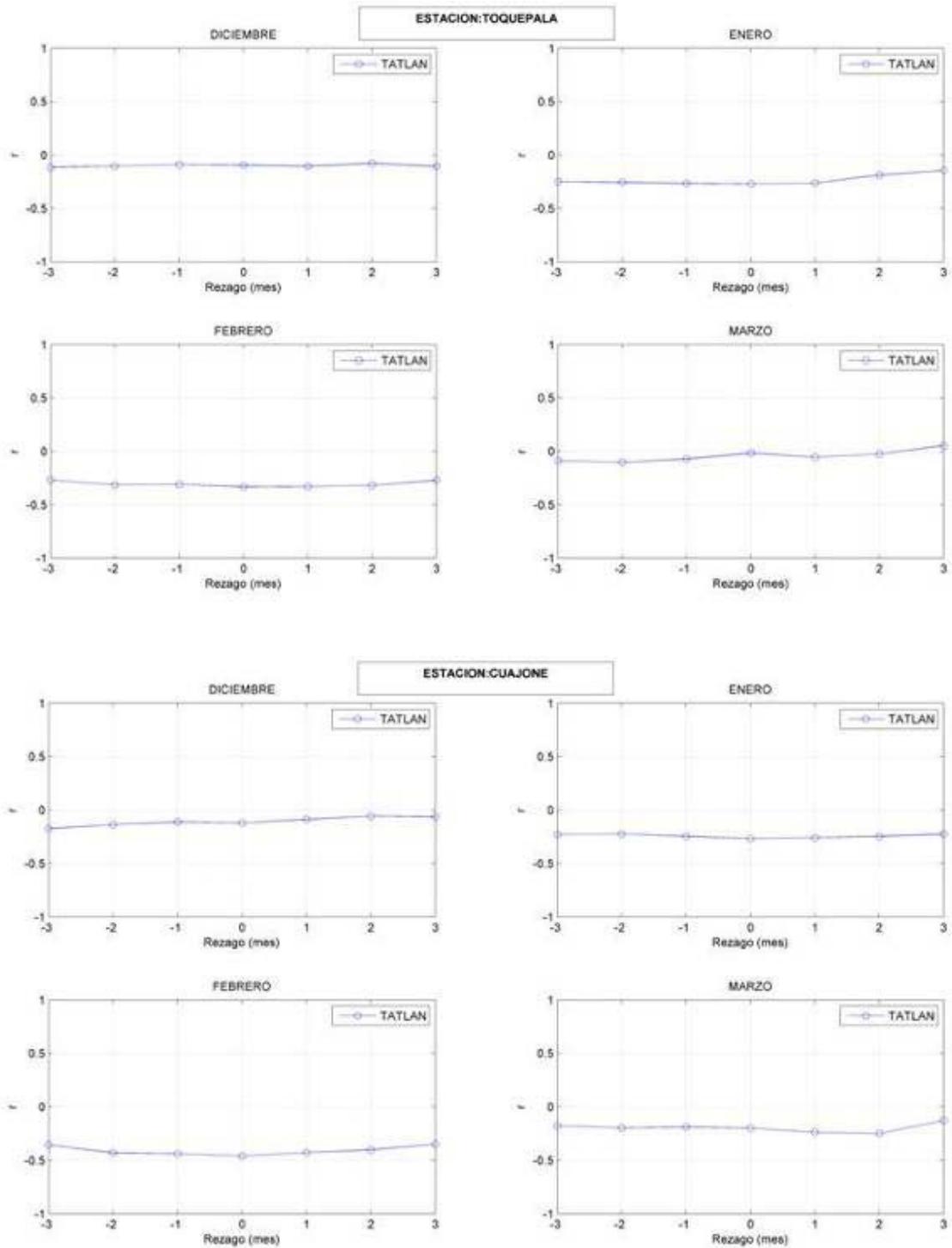


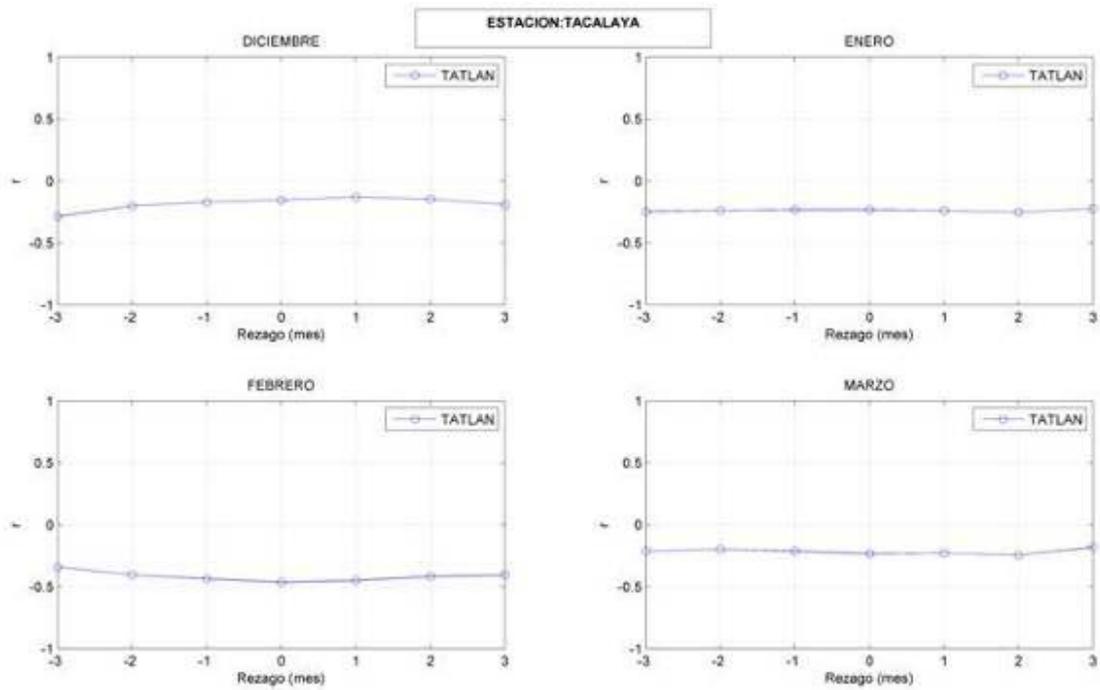
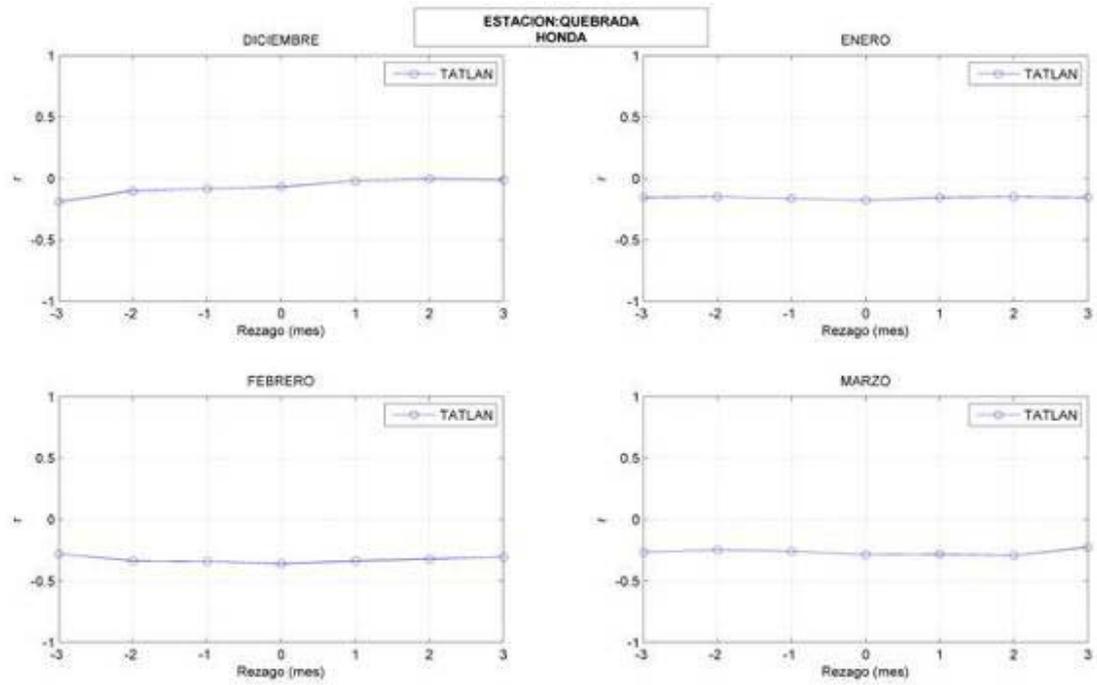
“Influencia de variables macroclimáticas en la sequía meteorológica en el Sur del Perú”



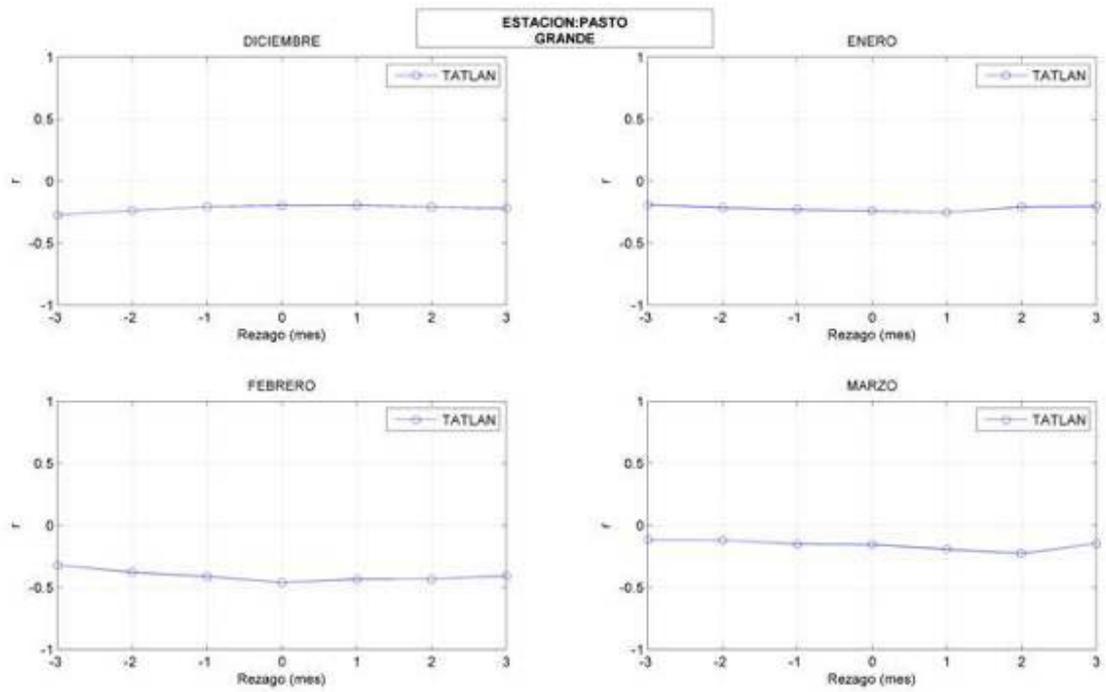
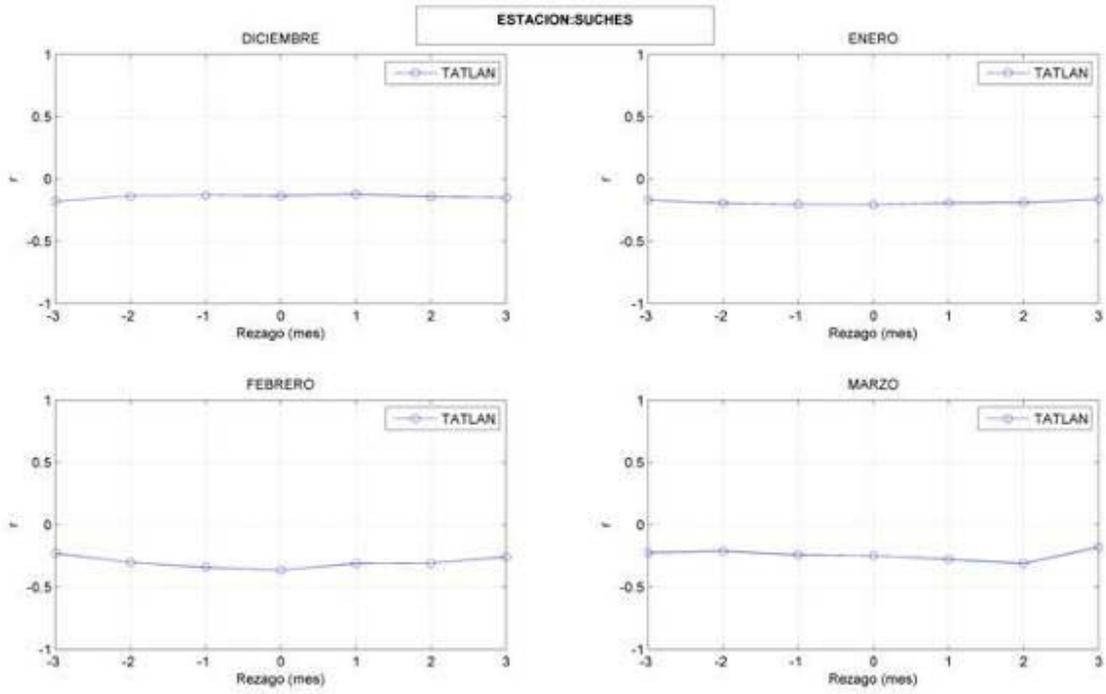


Temperatura Atlántico Norte - SPI mensual

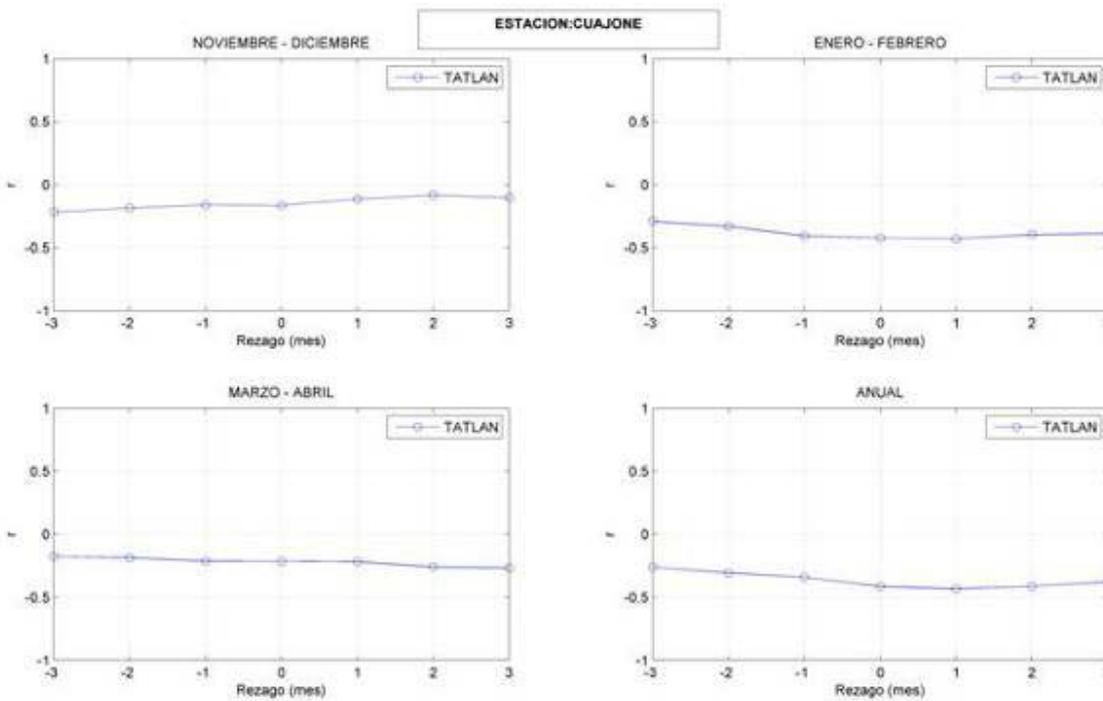
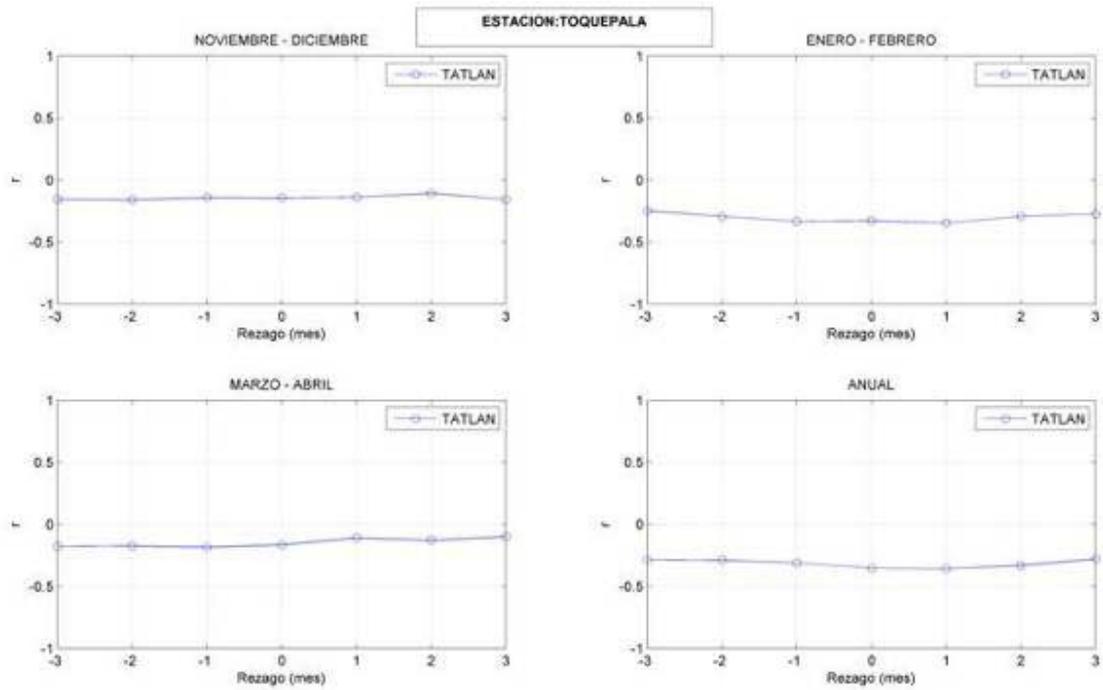




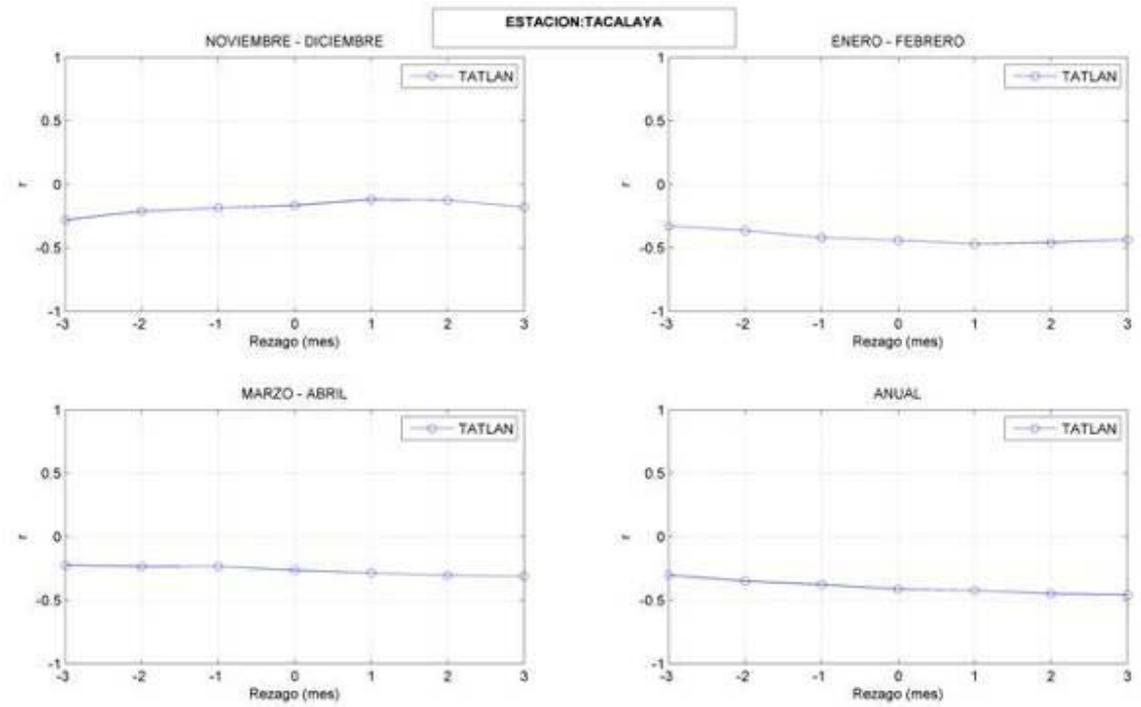
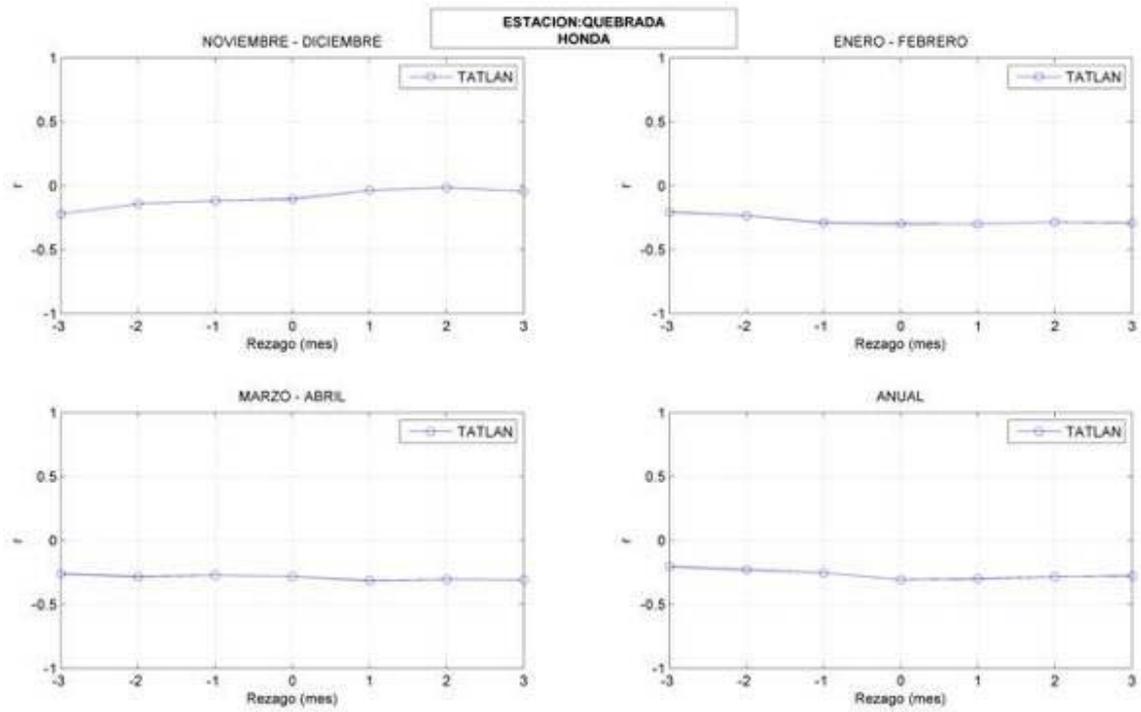
“Influencia de variables macroclimáticas en la sequía meteorológica en el Sur del Perú”

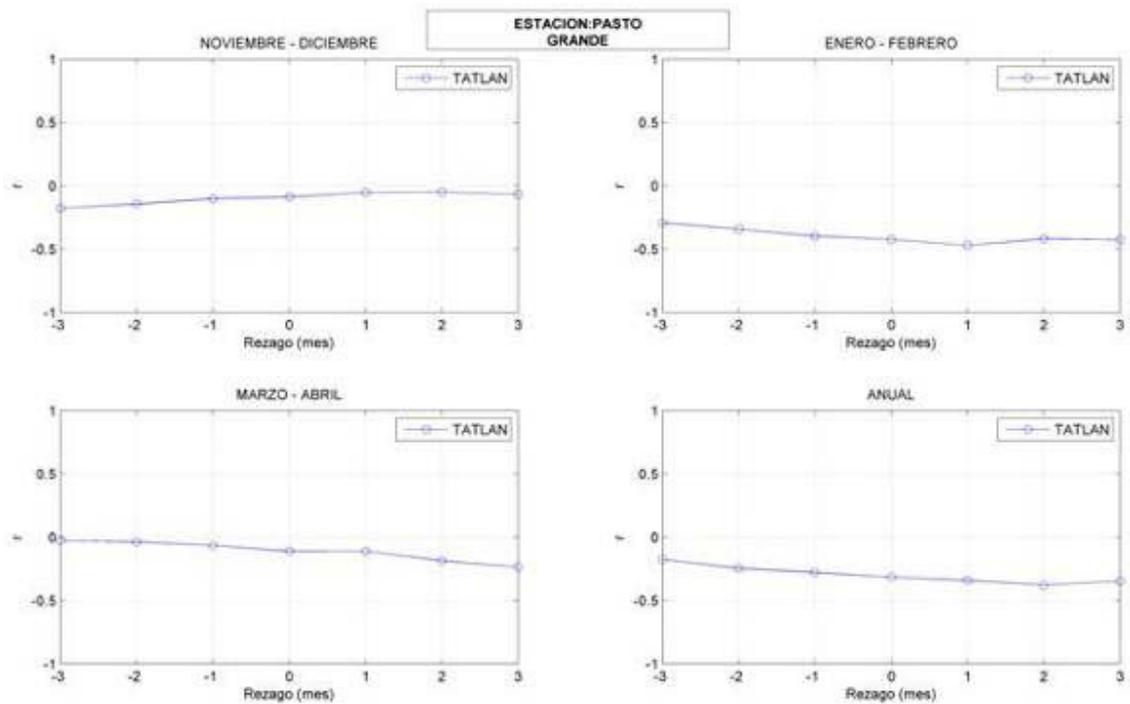
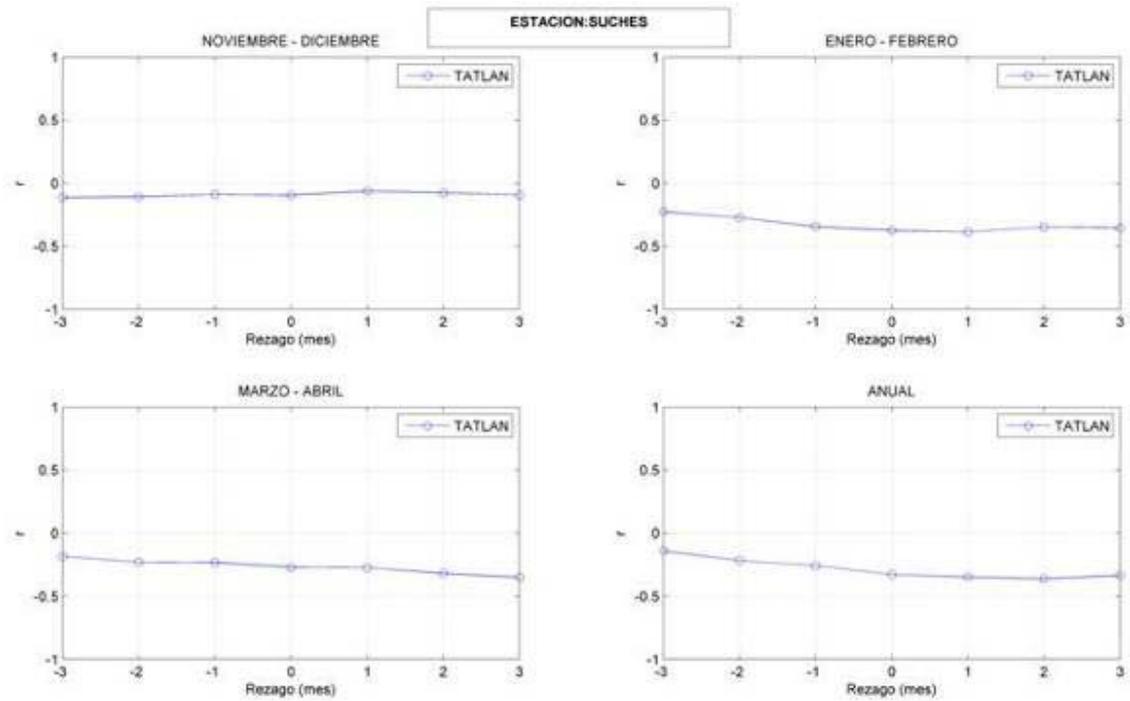


Temperatura Atlántico Norte - SPI agregada

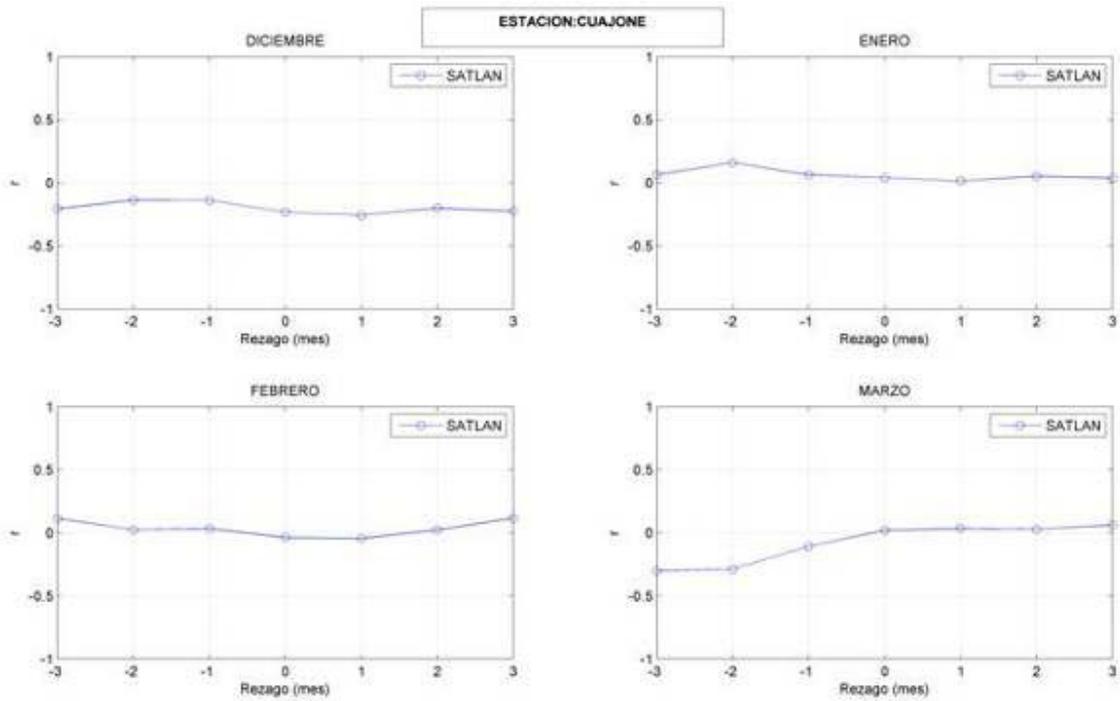
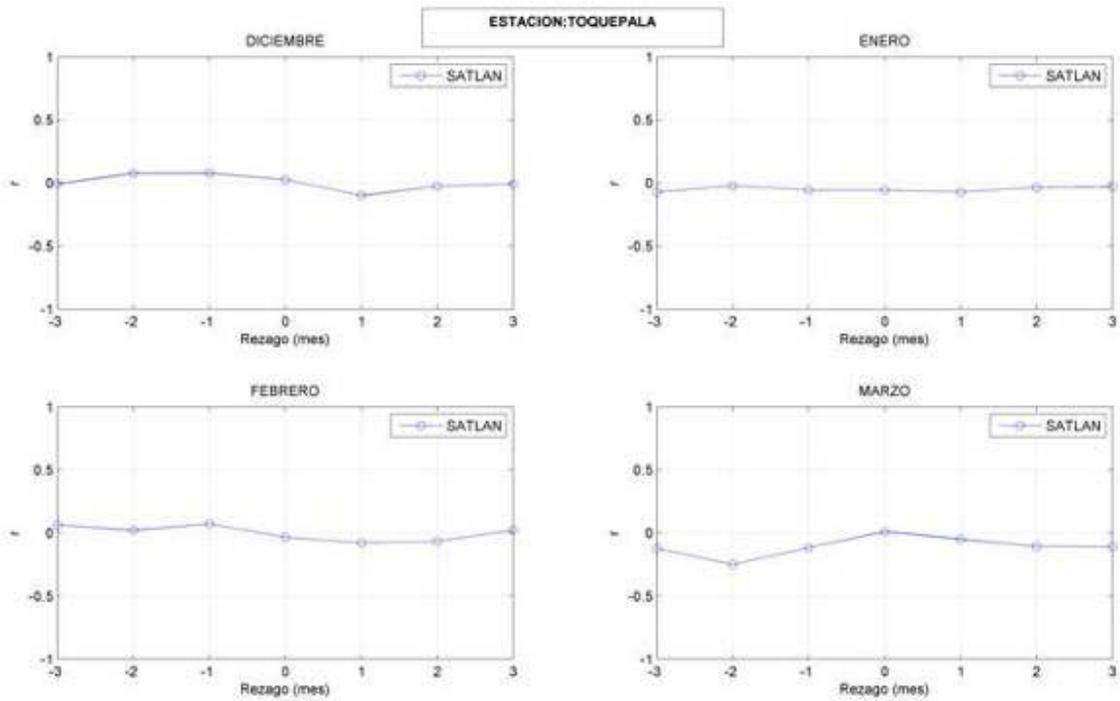


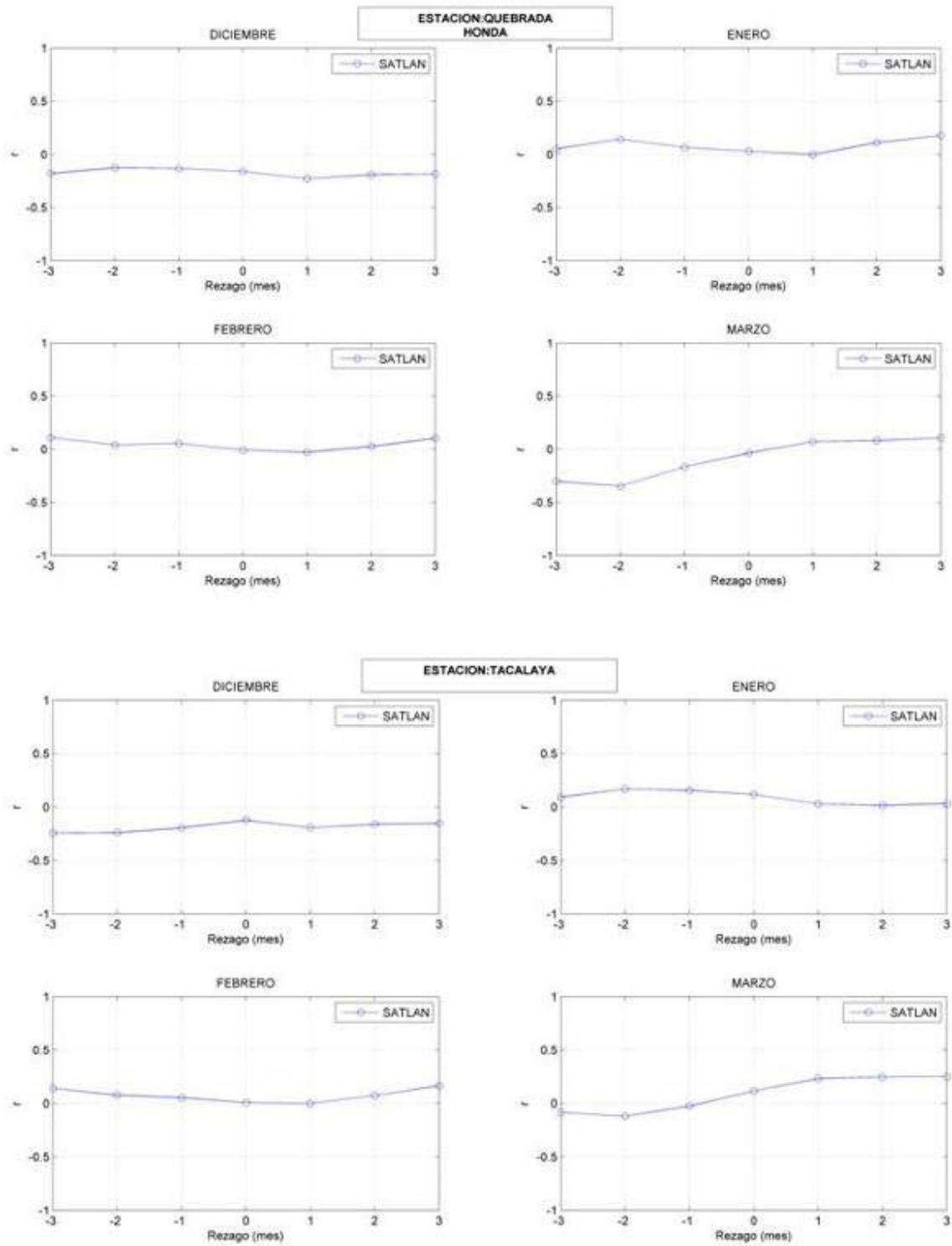
“Influencia de variables macroclimáticas en la sequía meteorológica en el Sur del Perú”



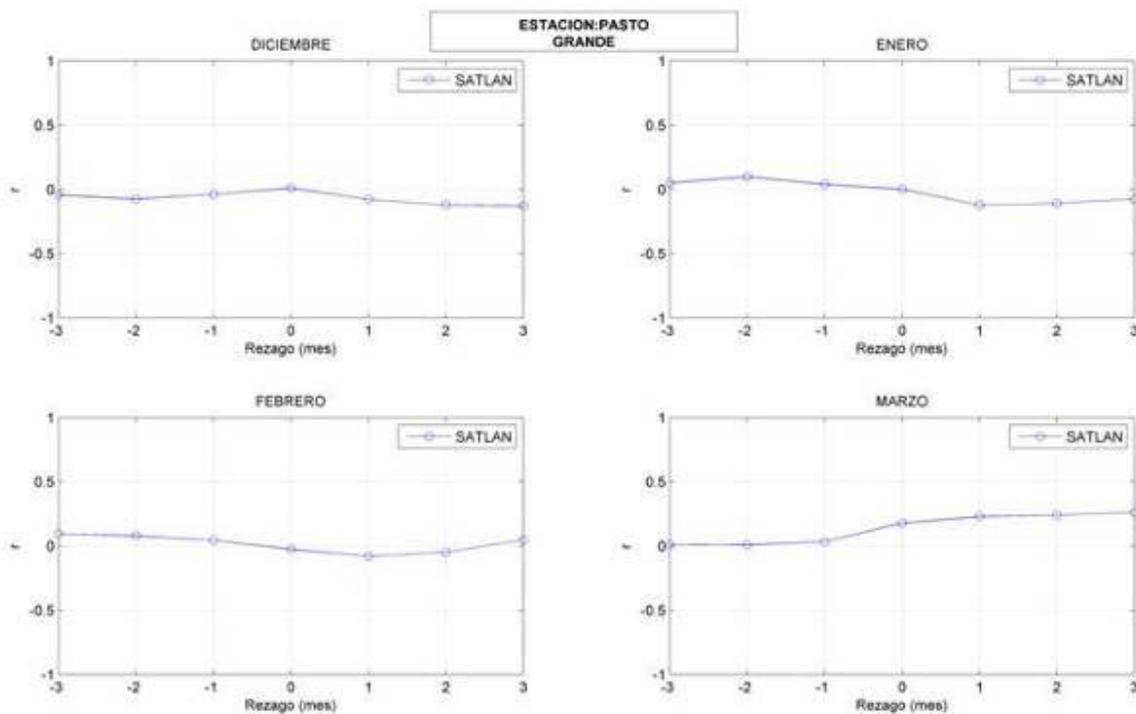
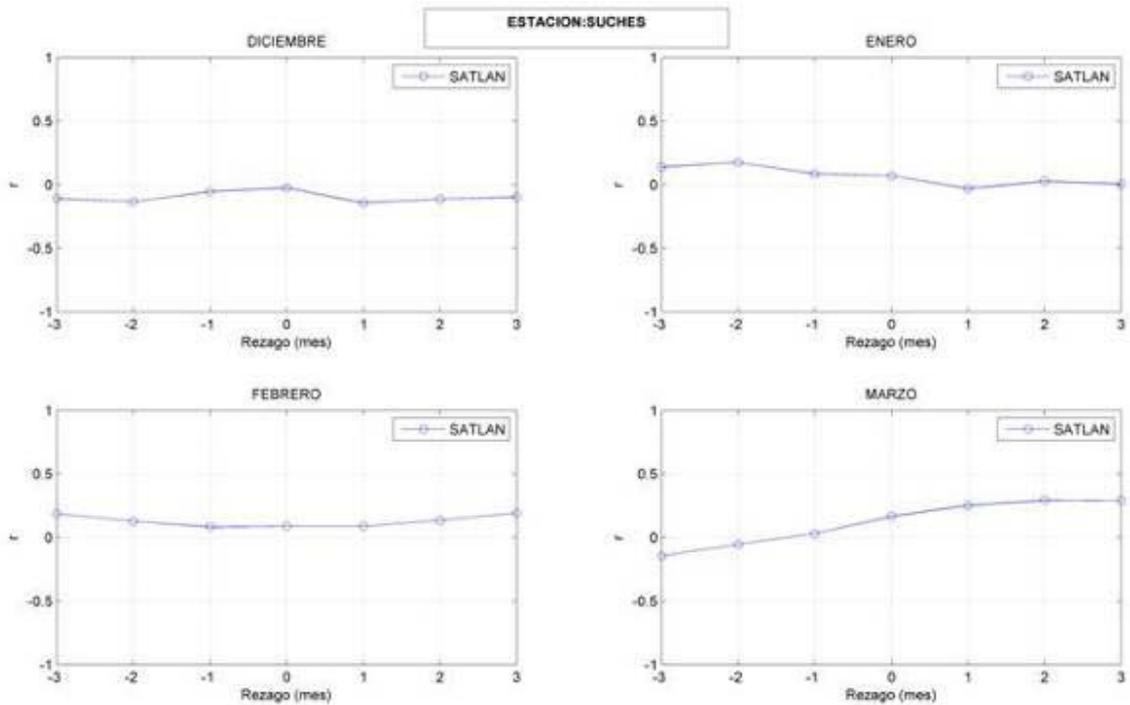


Temperatura Atlántico Sur - SPI mensual

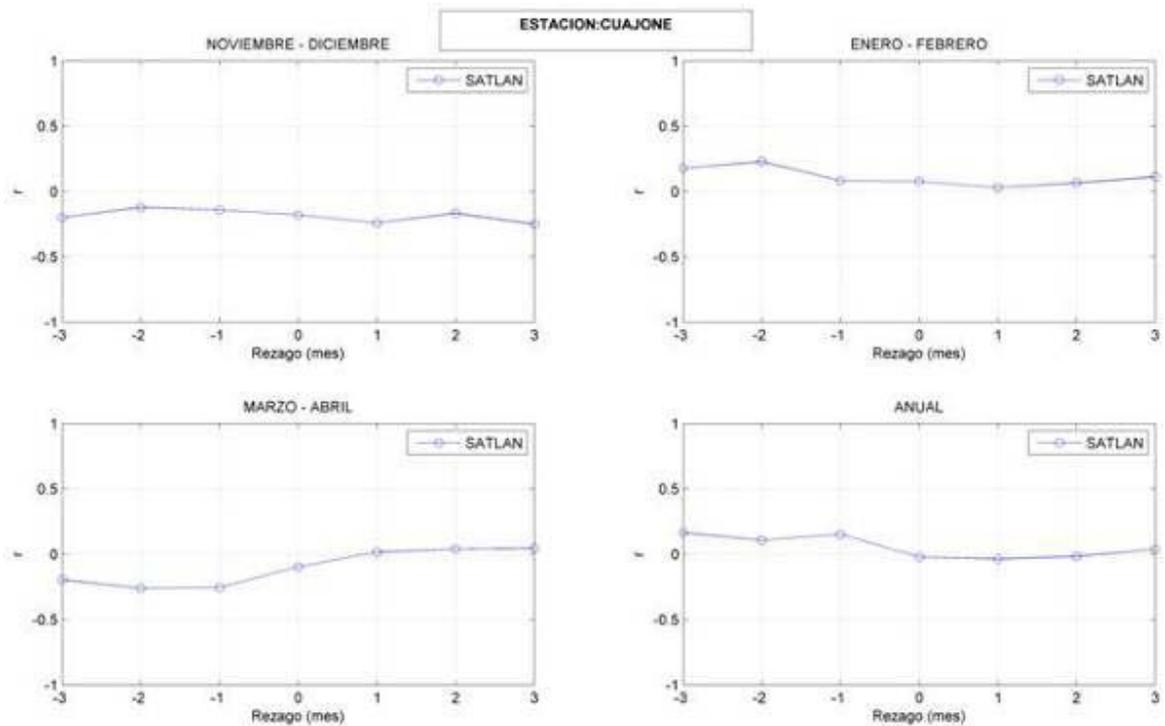
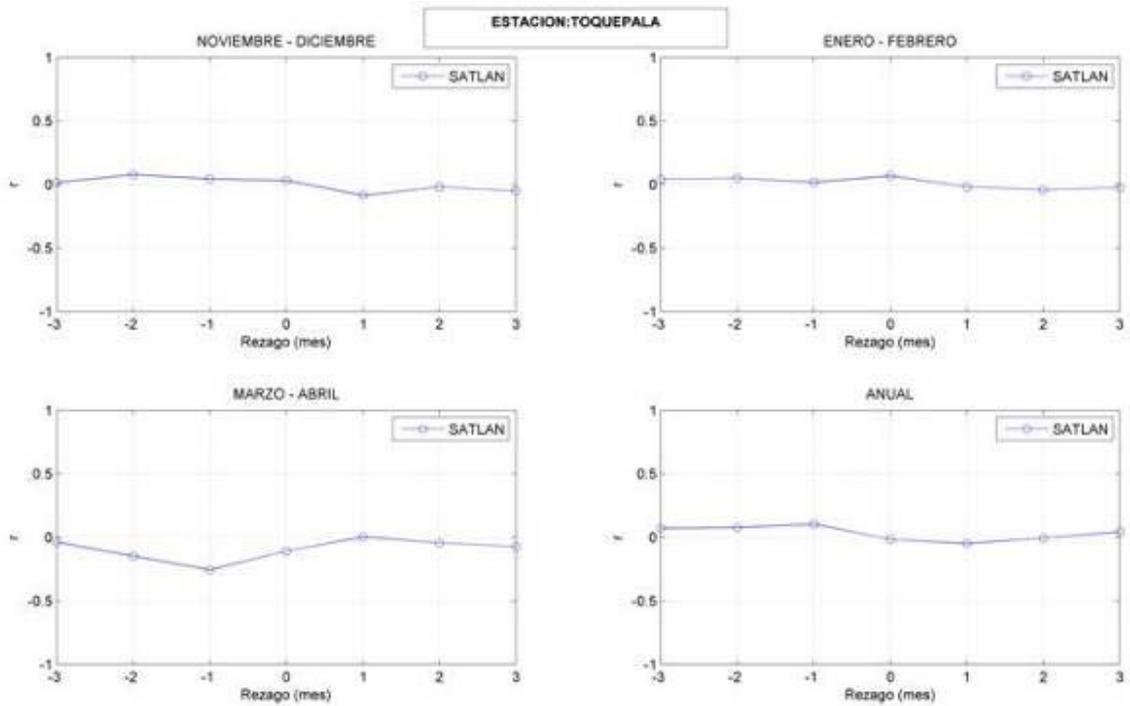




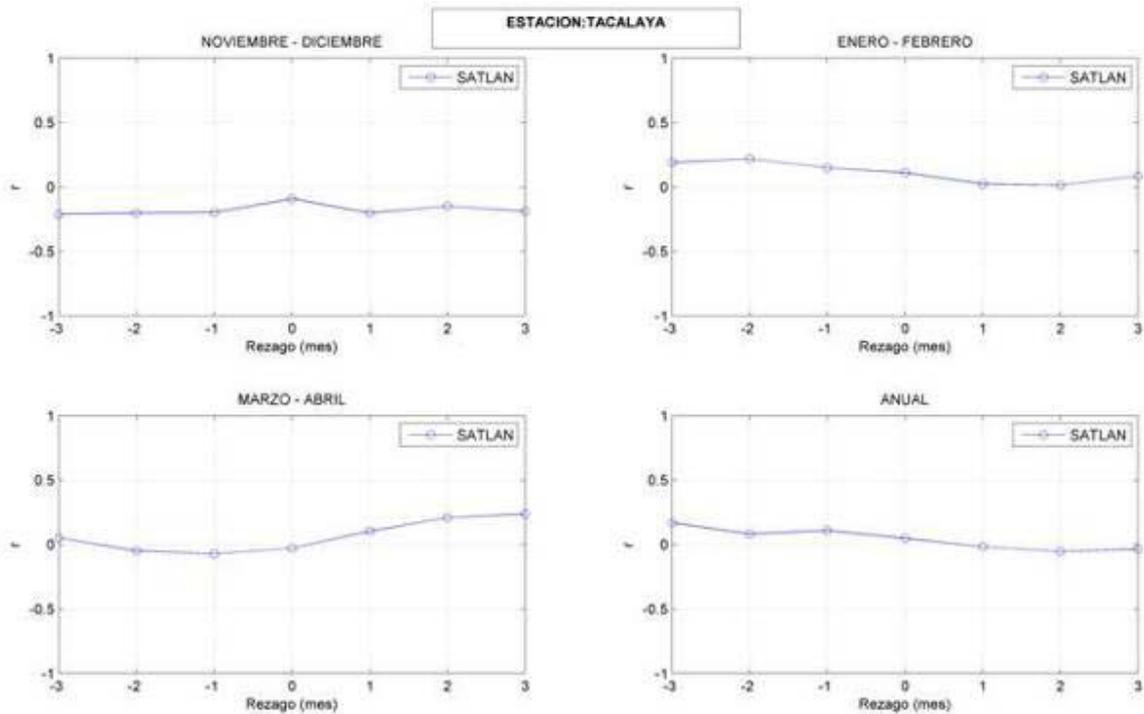
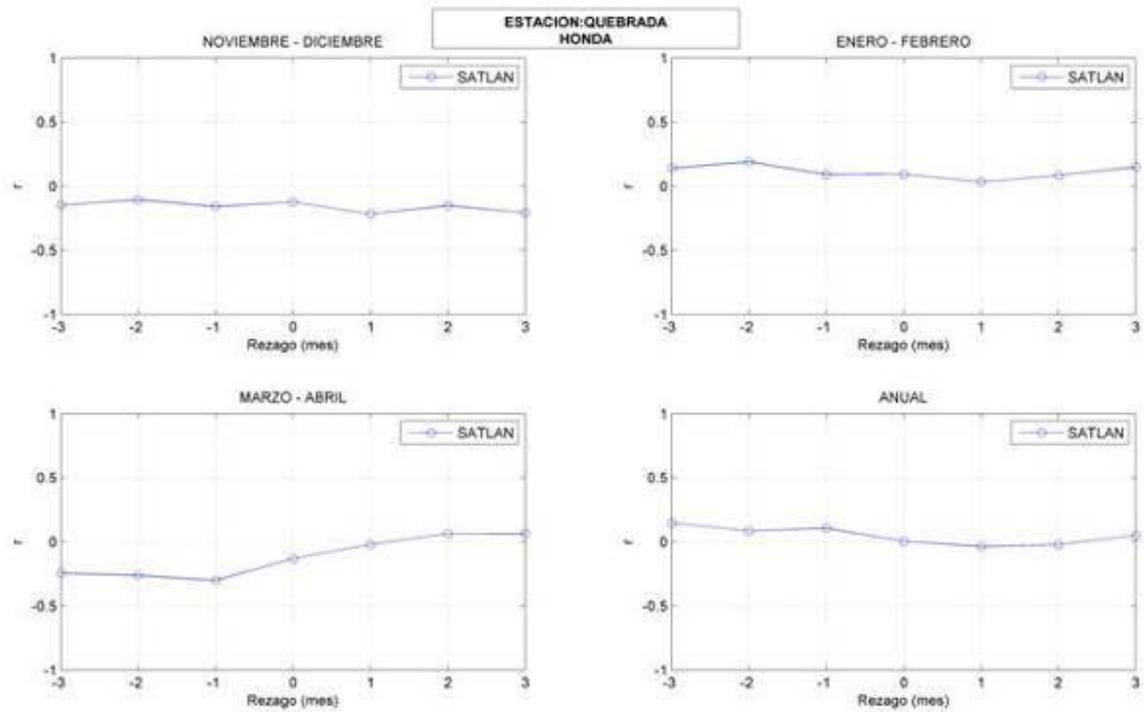
“Influencia de variables macroclimáticas en la sequía meteorológica en el Sur del Perú”

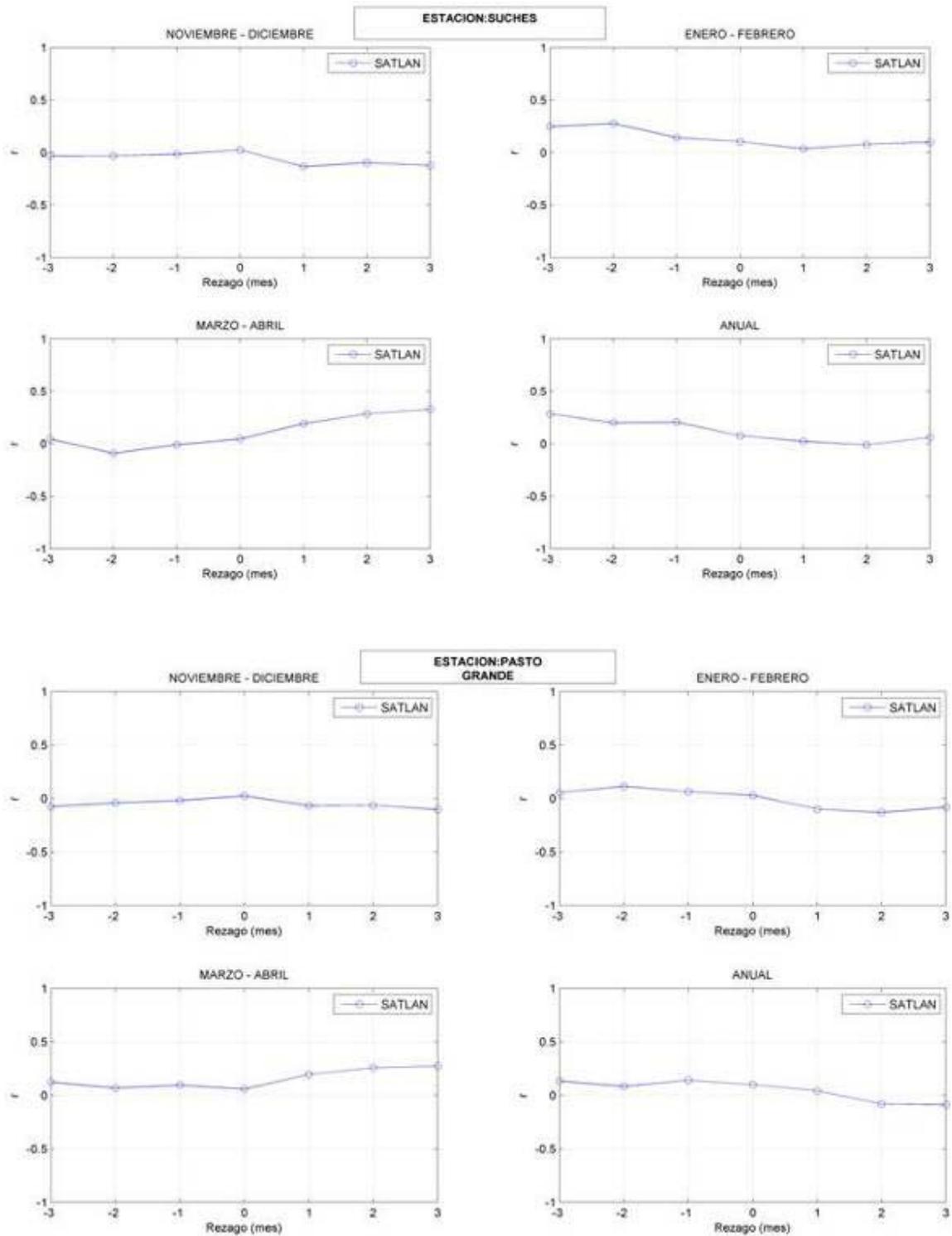


Temperatura Atlántico Sur - SPI agregada

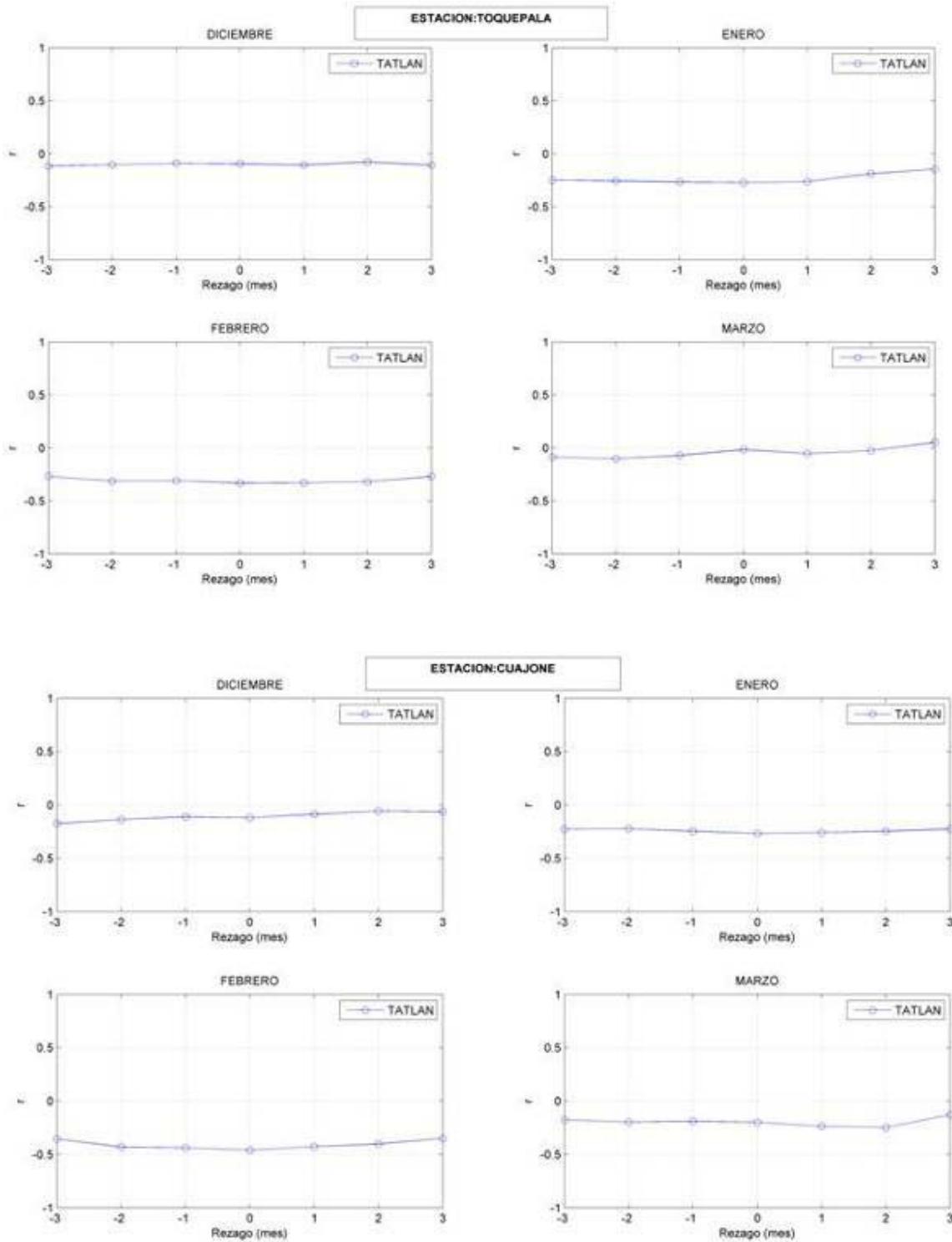


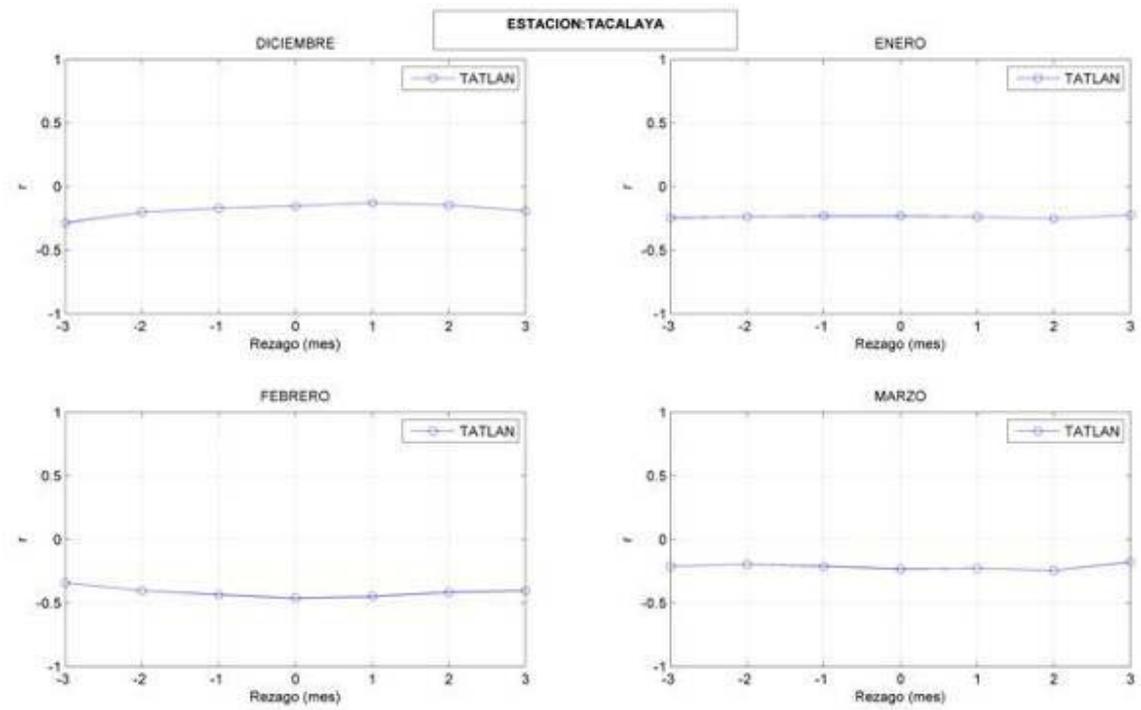
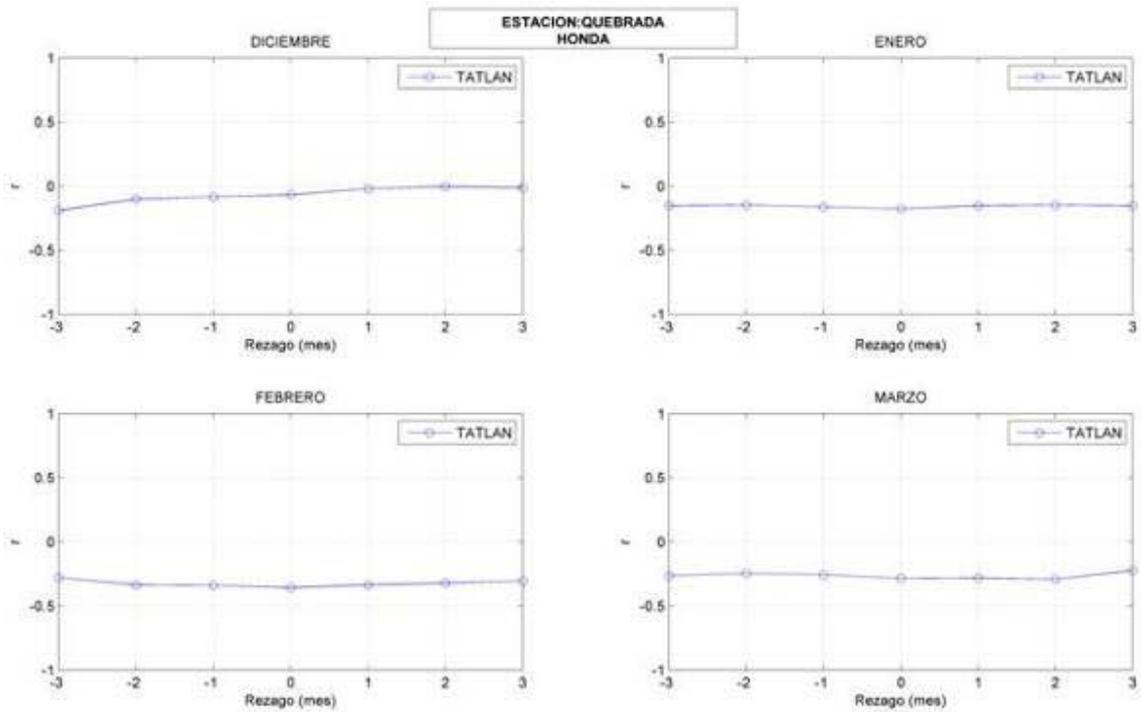
“Influencia de variables macroclimáticas en la sequía meteorológica en el Sur del Perú”



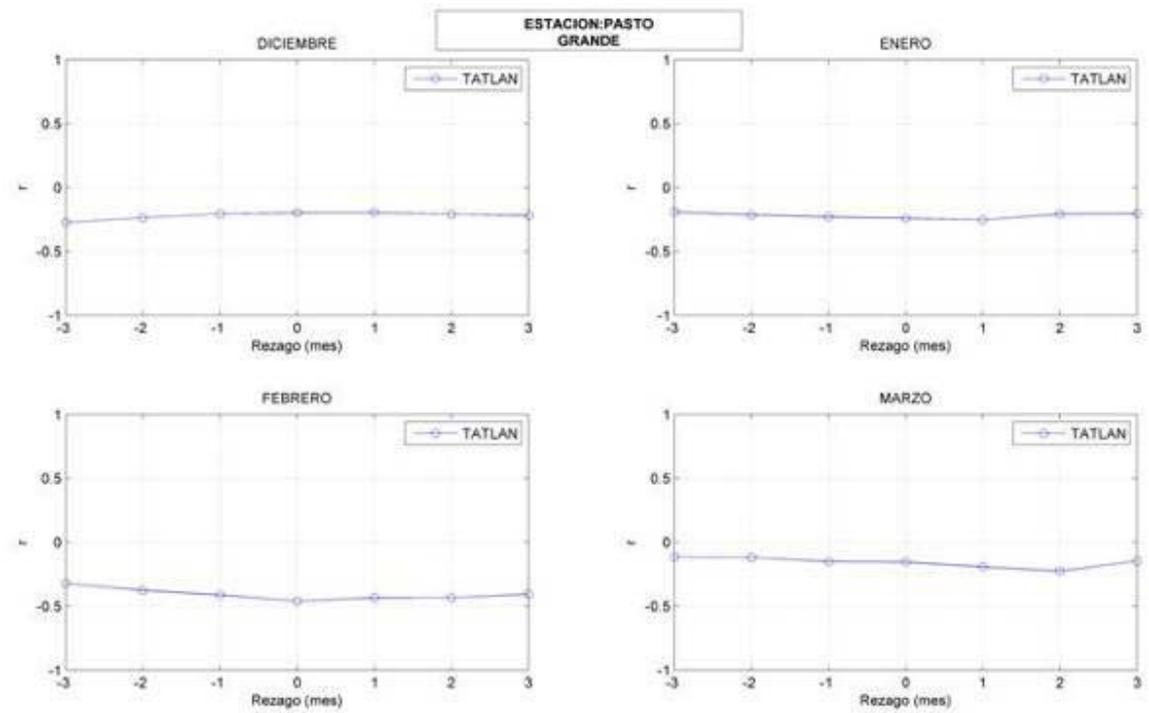
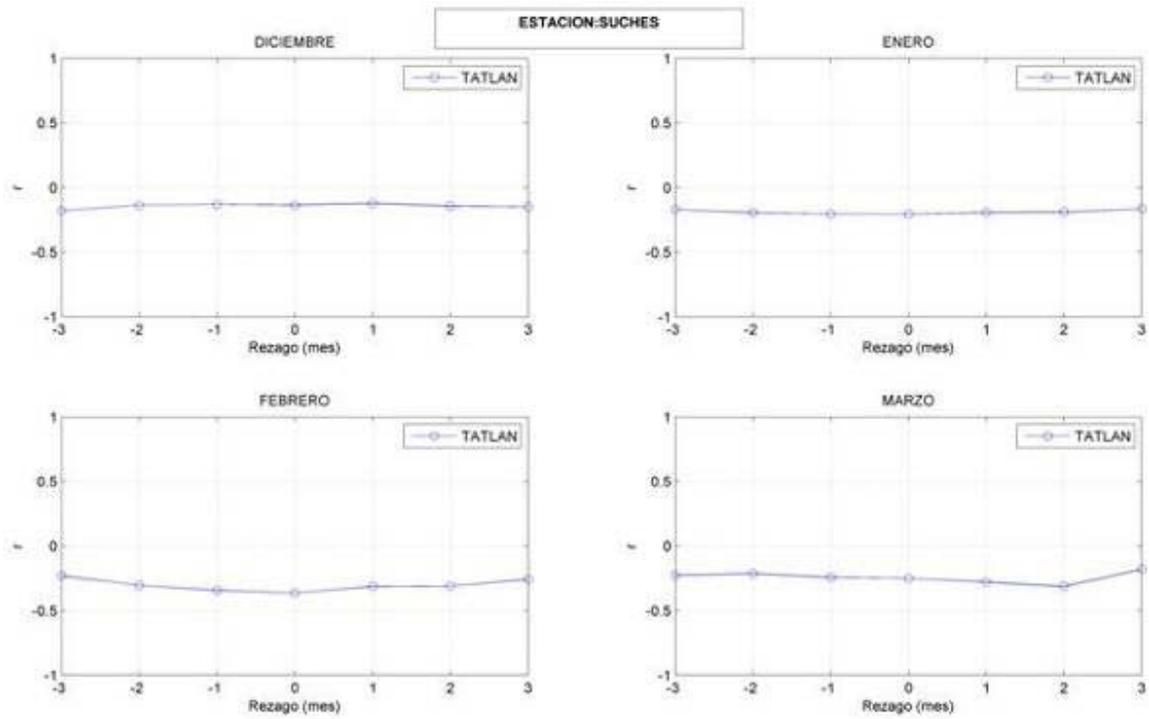


Temperatura Atlántico Tropical - SPI mensual

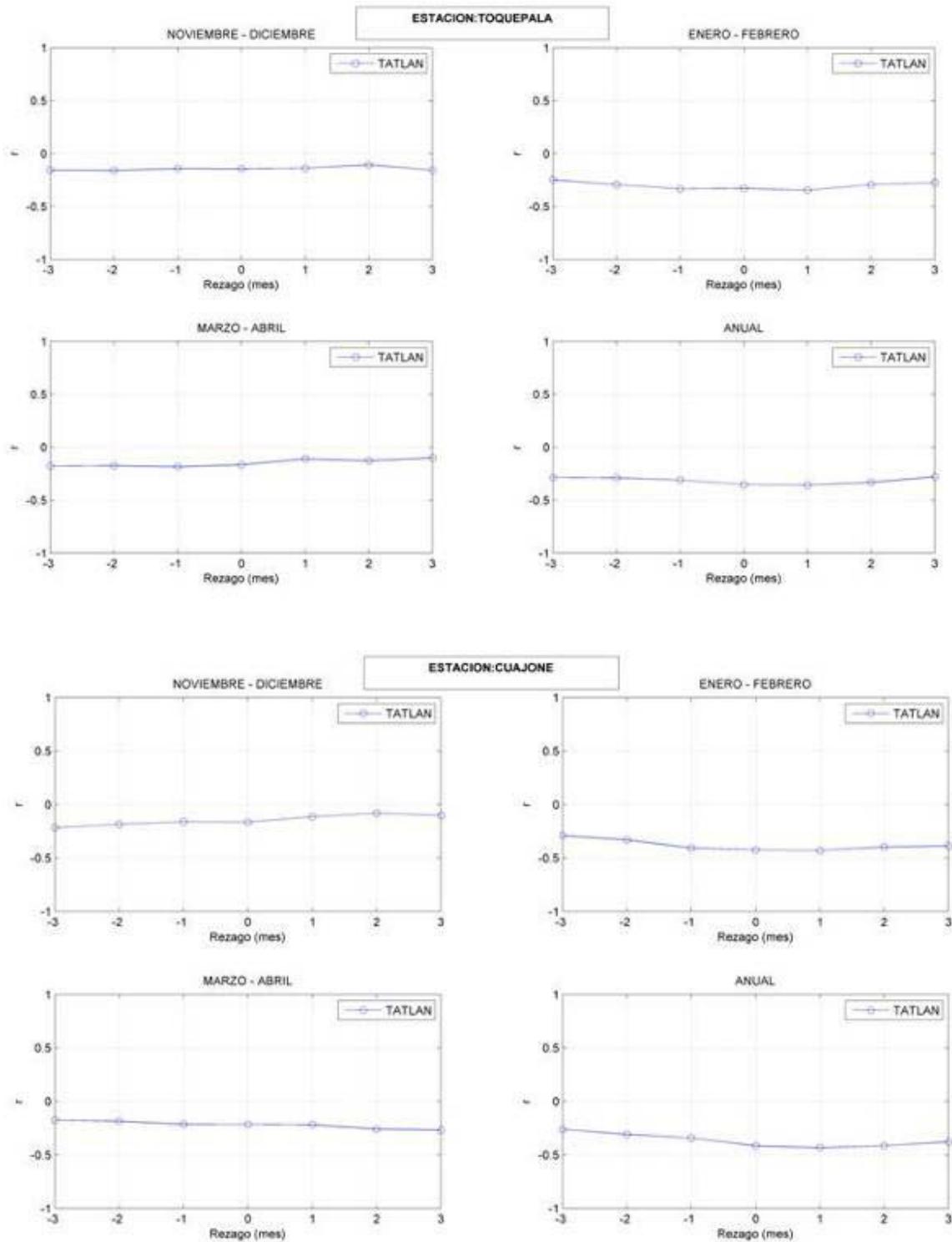




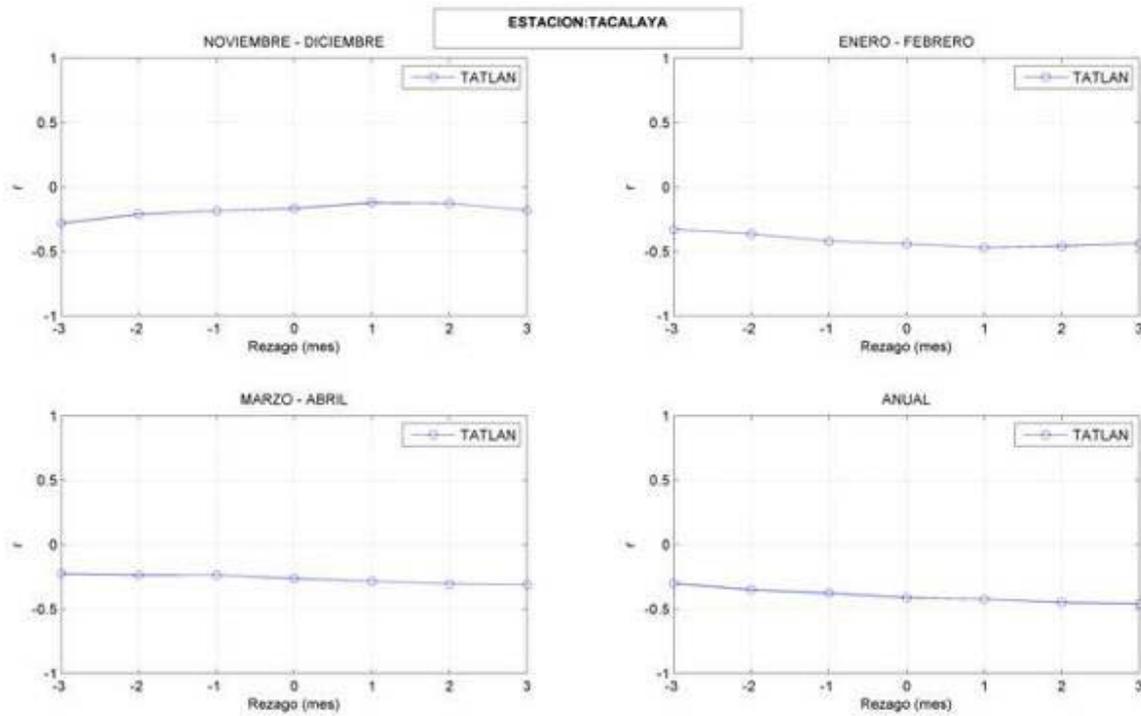
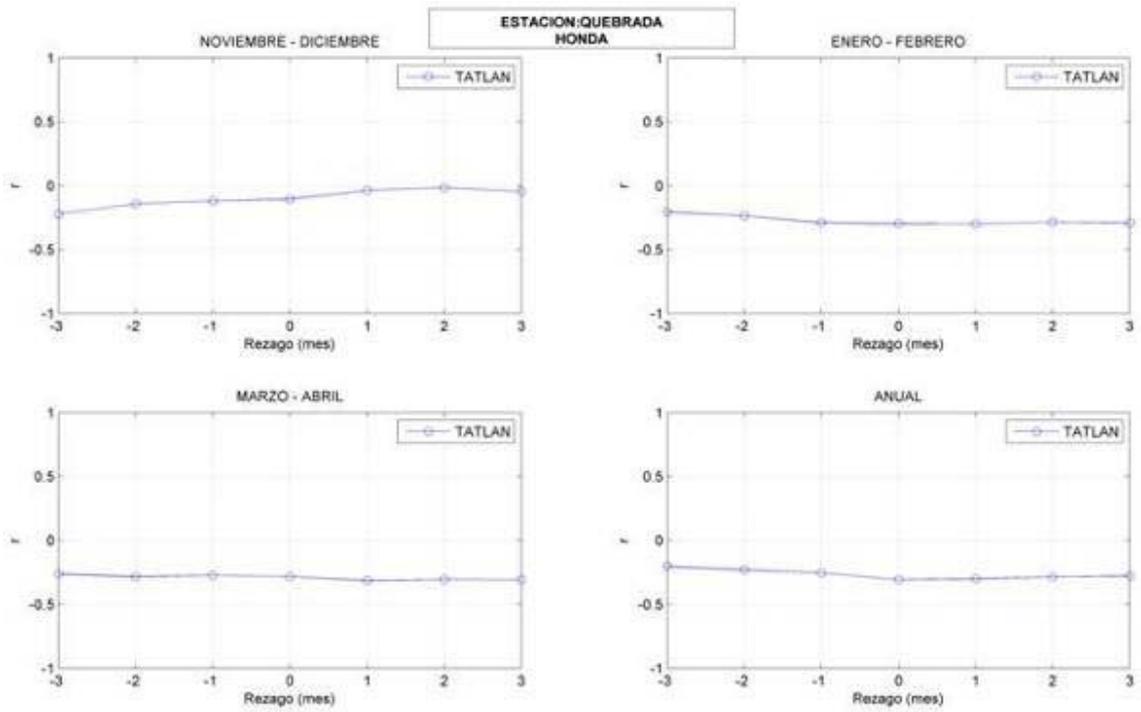
“Influencia de variables macroclimáticas en la sequía meteorológica en el Sur del Perú”

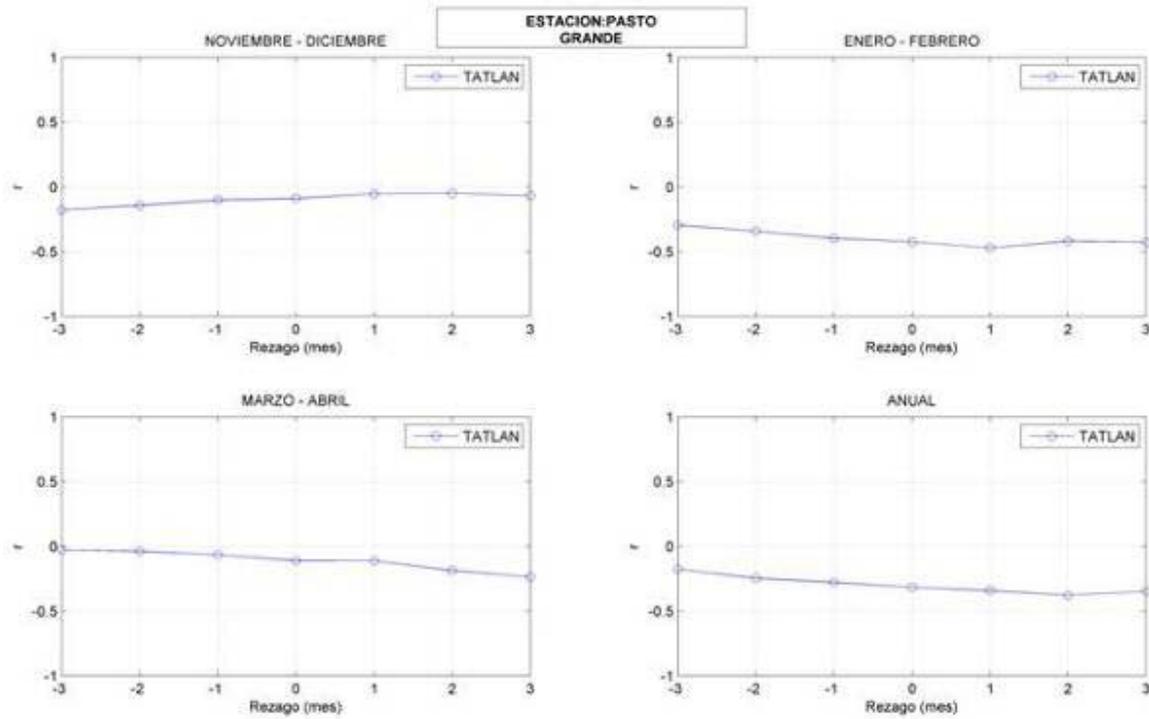
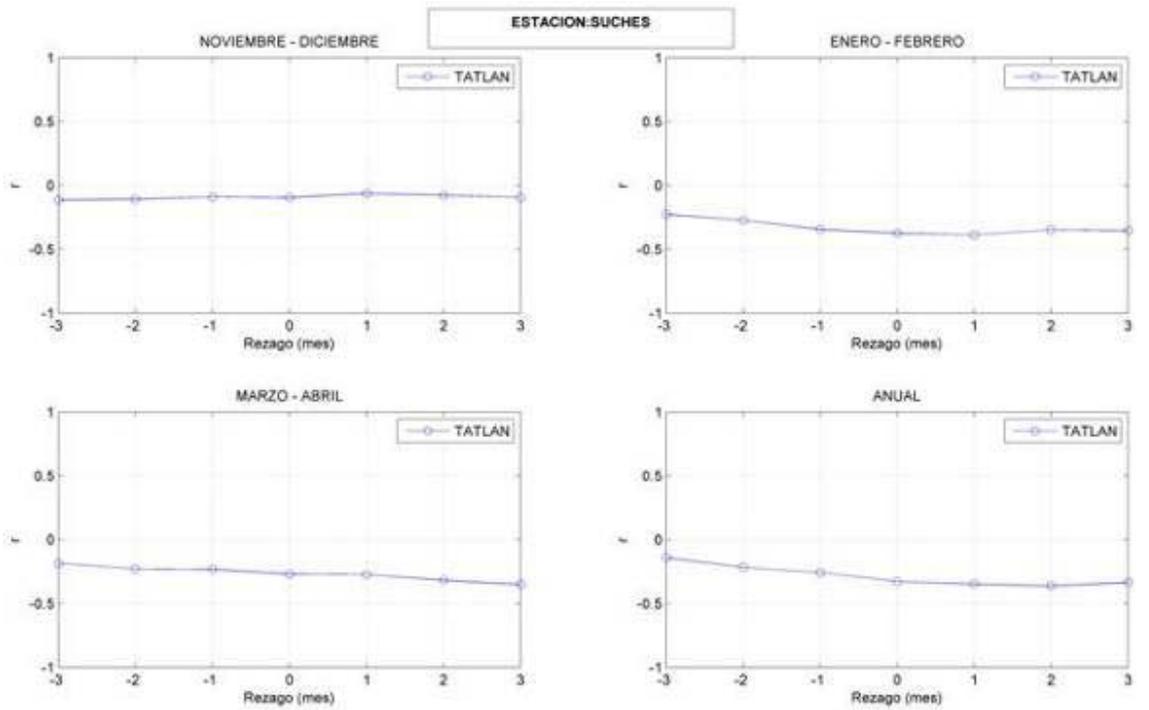


Temperatura Atlántico Tropical - SPI agregada



“Influencia de variables macroclimáticas en la sequía meteorológica en el Sur del Perú”

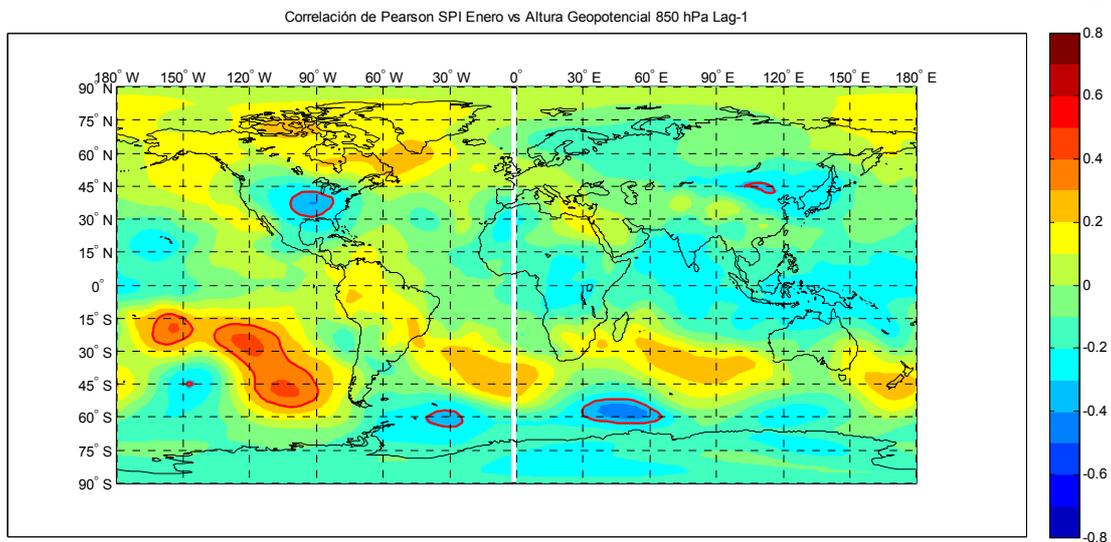
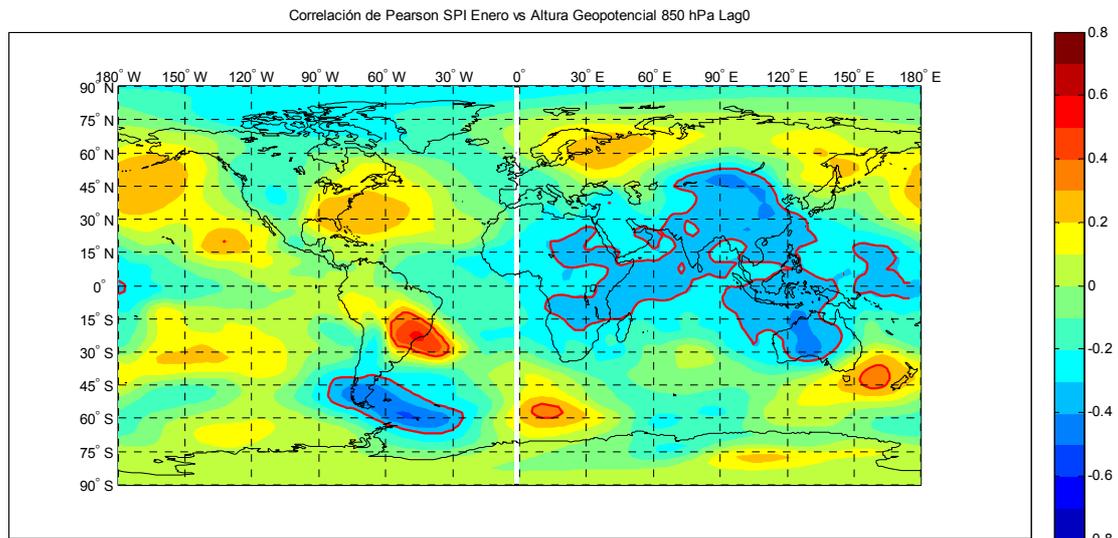




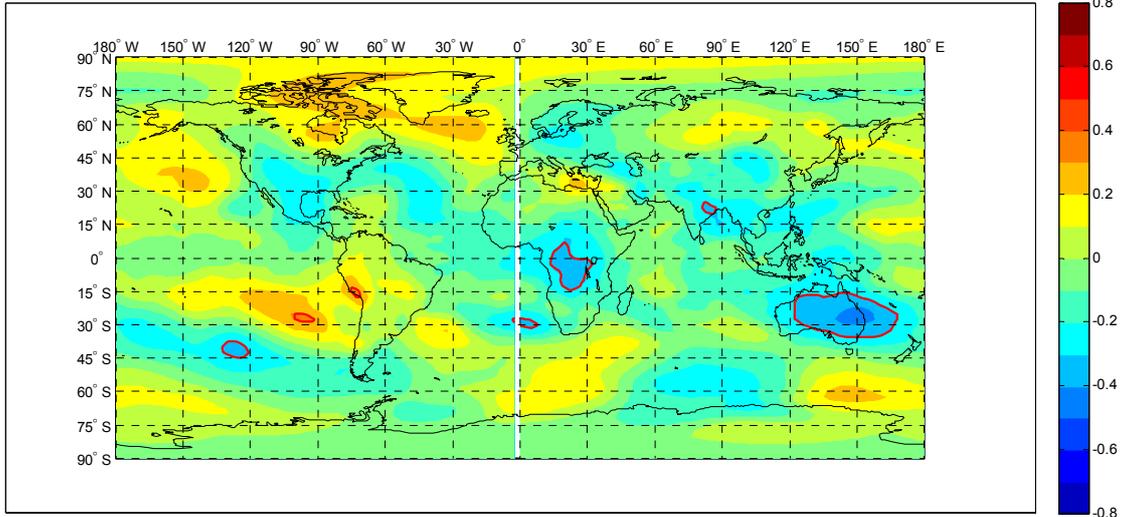
Anexo 3

CORRELACION INDICE DE PRECIPITACION ESTANDARIZADO – ALTURA GEOPOTENCIAL

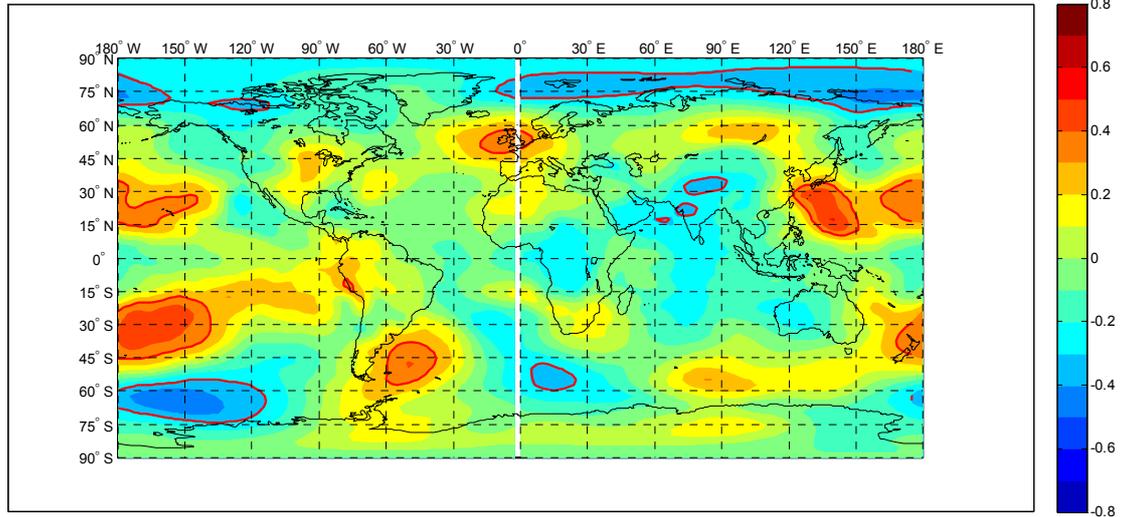
Mapas de correlación entre el índice estandarizado de precipitación promedio y las alturas geopotenciales a 850 hPa, 500 hPa, 200 hPa, para rezagos de cero a tres meses previos. La información han sido obtenidas de NCEP Reanalysis desarrollada por NOAA/OAR/ESRL PSD Web site: <http://www.cdc.noaa.gov/>, Kalnay et al (1996)



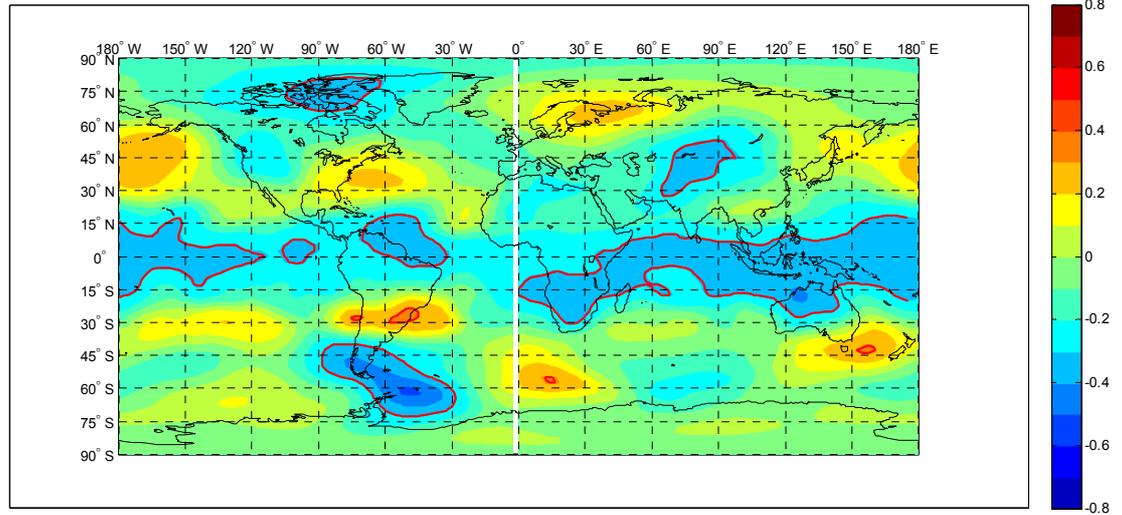
Correlación de Pearson SPI Enero vs Altura Geopotencial 850 hPa Lag-2



Correlación de Pearson SPI Enero vs Altura Geopotencial 850 hPa Lag-3

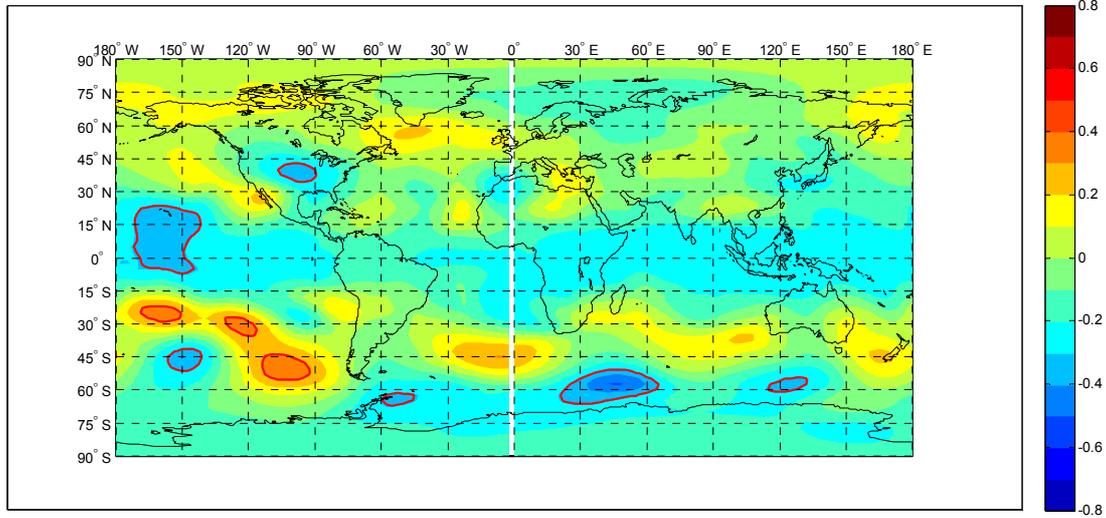


Correlación de Pearson SPI Enero vs Altura Geopotencial 500 hPa Lag0

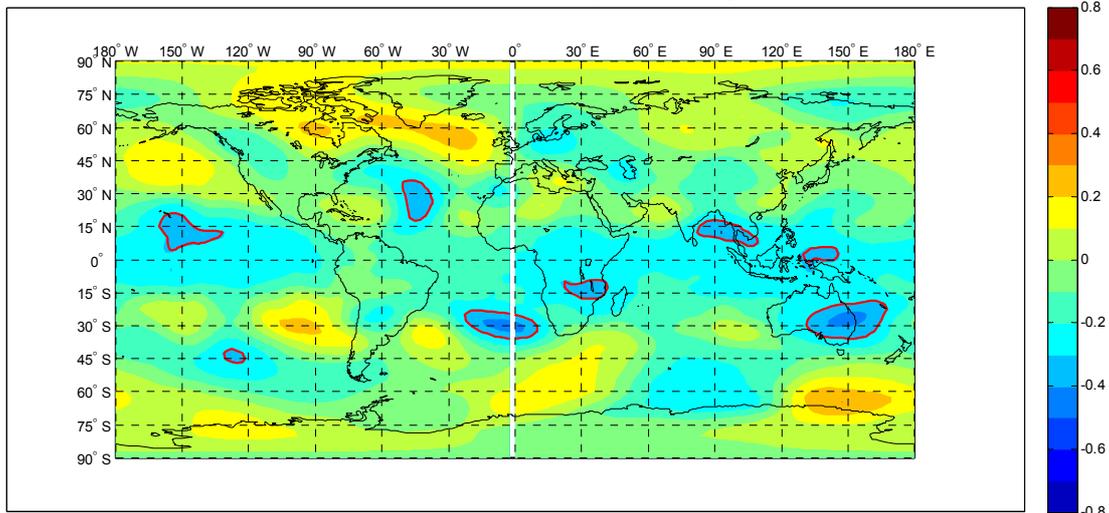


“Influencia de variables macroclimáticas en la sequía meteorológica en el Sur del Perú”

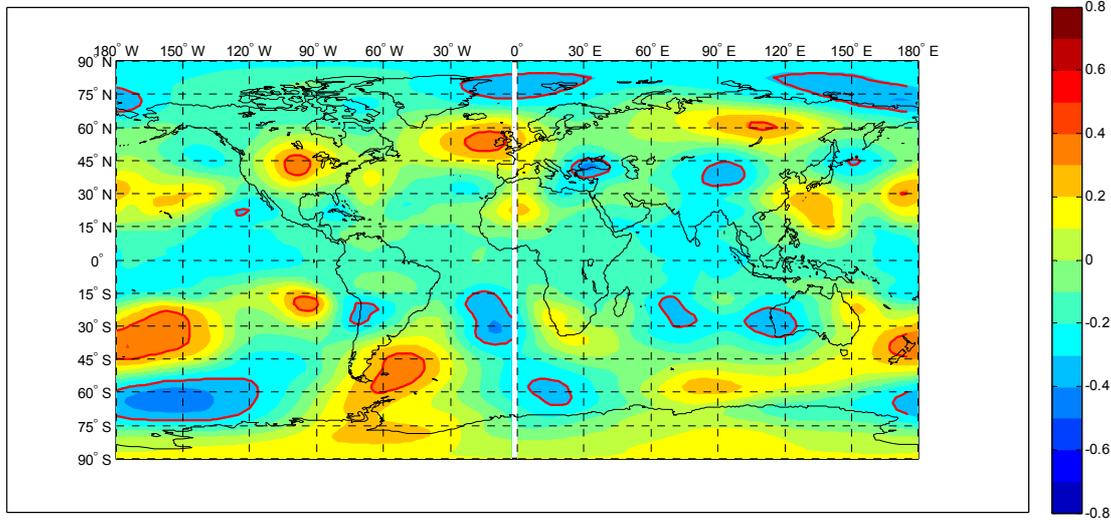
Correlación de Pearson SPI Enero vs Altura Geopotencial 500 hPa Lag-1



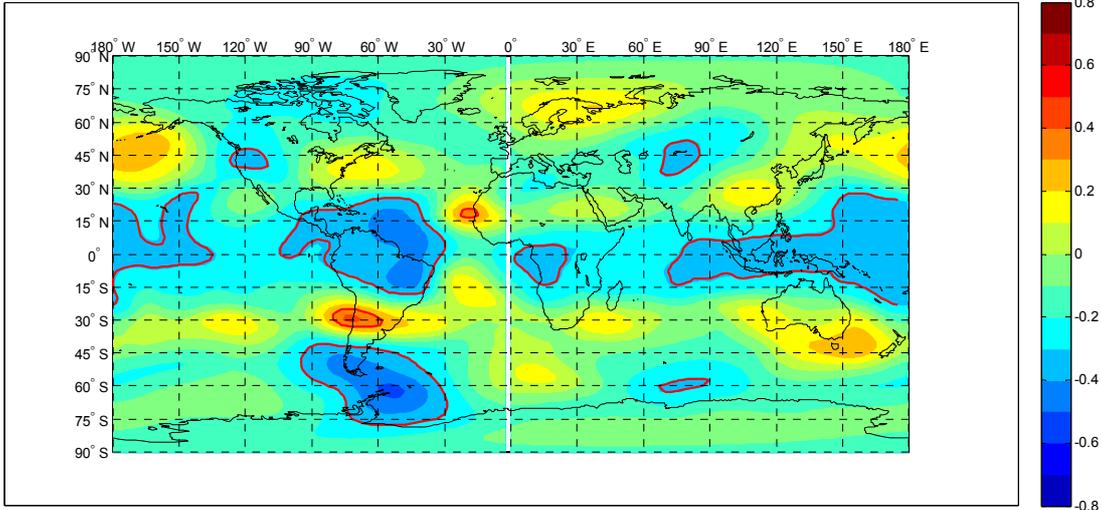
Correlación de Pearson SPI Enero vs Altura Geopotencial 500 hPa Lag-2



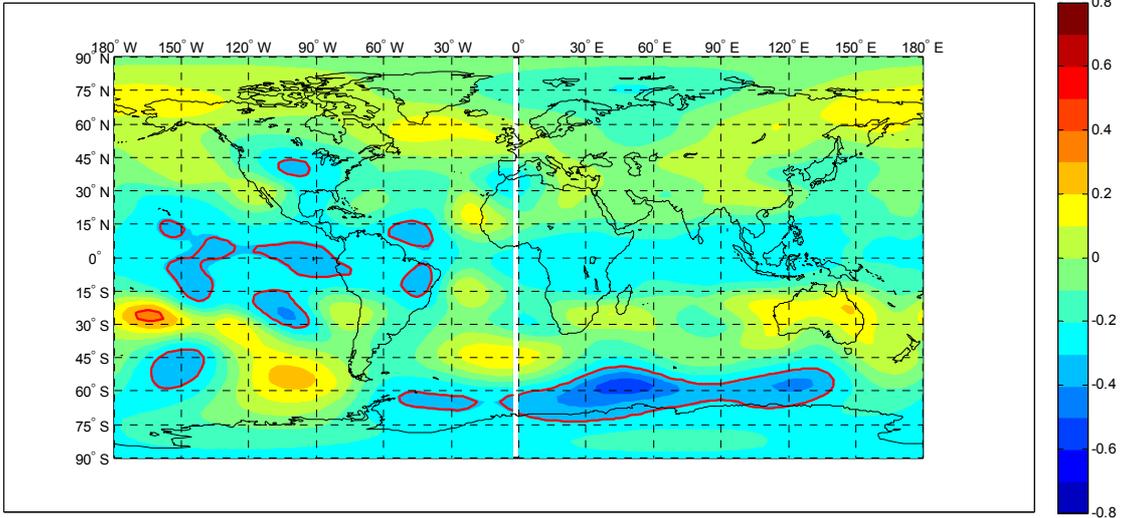
Correlación de Pearson SPI Enero vs Altura Geopotencial 500 hPa Lag-3



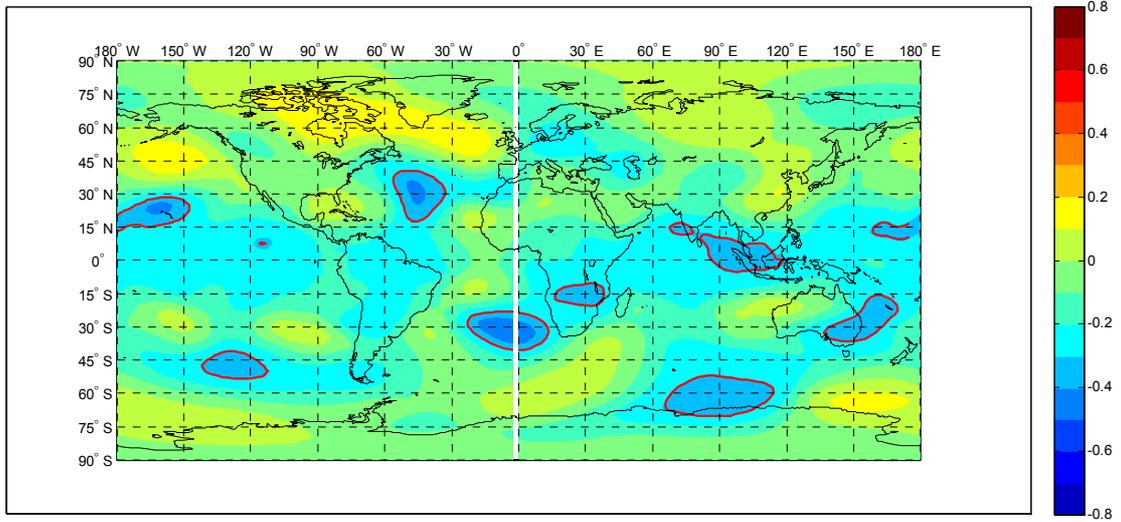
Correlación de Pearson SPI Enero vs Altura Geopotencial 200 hPa Lag0



Correlación de Pearson SPI Enero vs Altura Geopotencial 200 hPa Lag-1

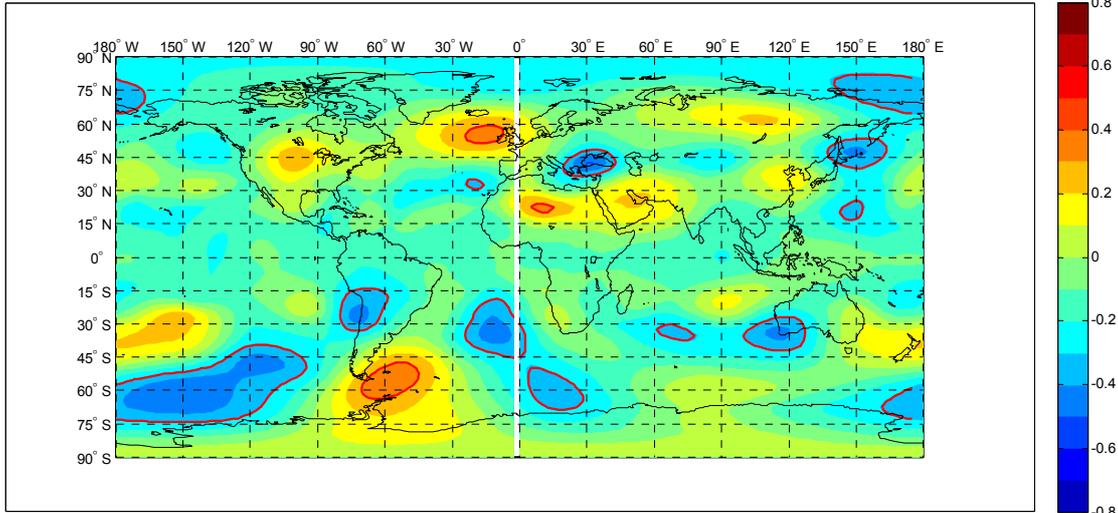


Correlación de Pearson SPI Enero vs Altura Geopotencial 200 hPa Lag-2

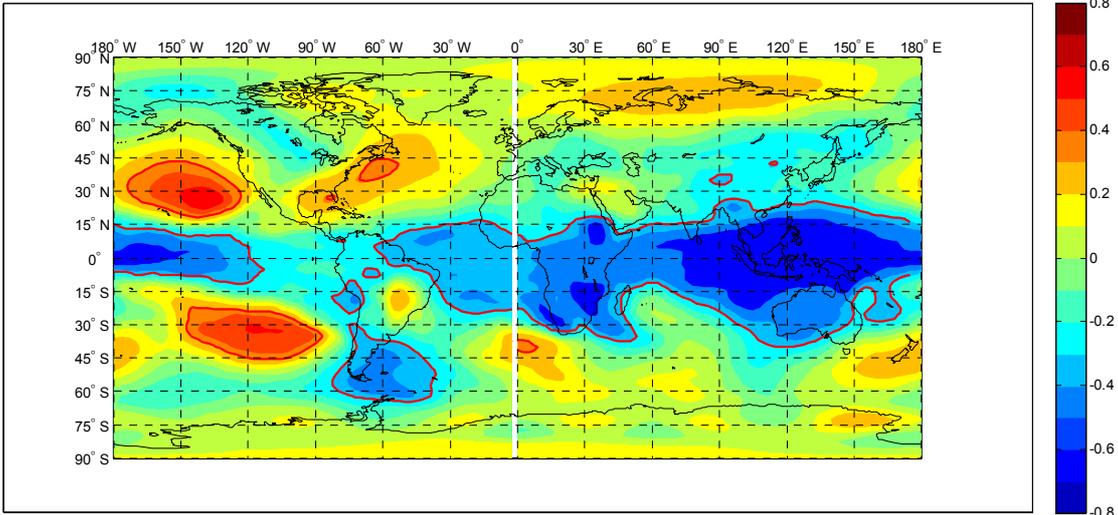


“Influencia de variables macroclimáticas en la sequía meteorológica en el Sur del Perú”

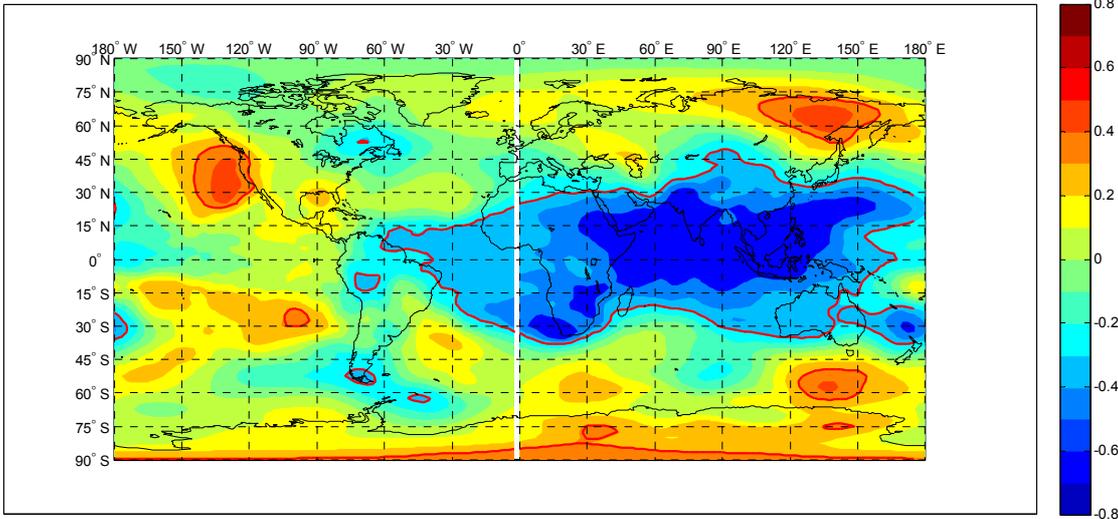
Correlación de Pearson SPI Enero vs Altura Geopotencial 200 hPa Lag-3



Correlación de Pearson SPI Febrero vs Altura Geopotencial 850 hPa Lag0

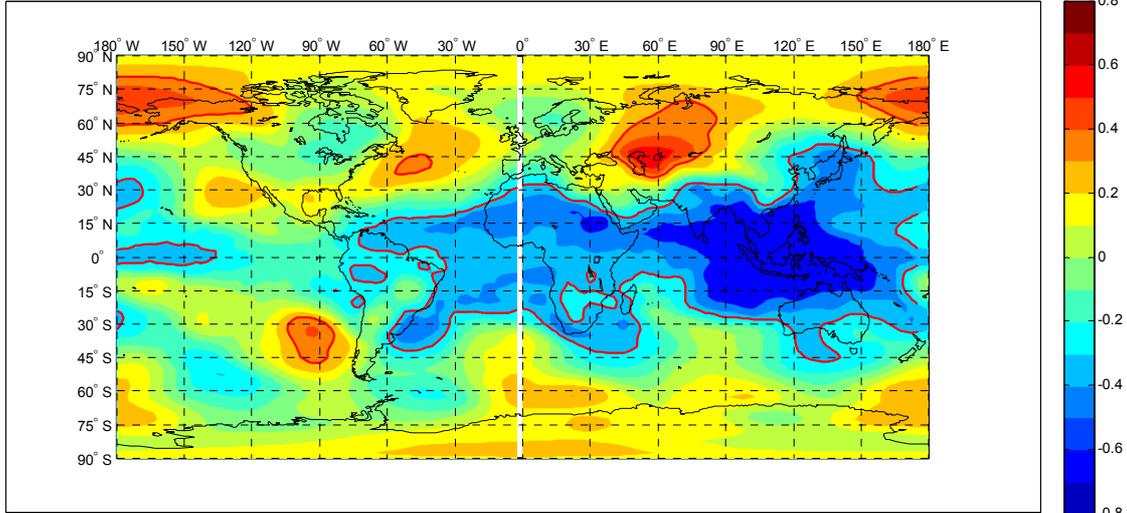


Correlación de Pearson SPI Febrero vs Altura Geopotencial 850 hPa Lag-1

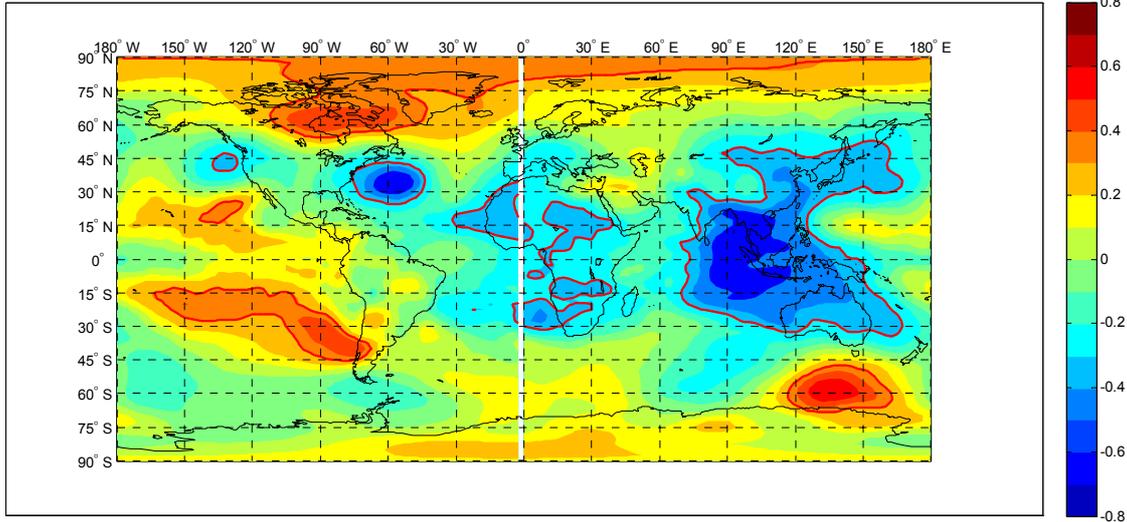


Anexo 3

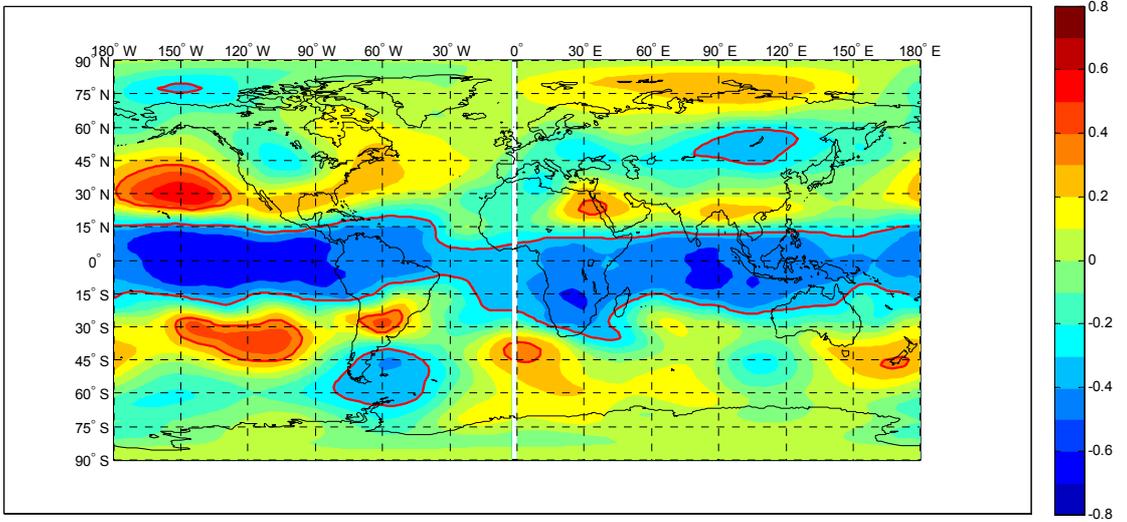
Correlación de Pearson SPI Febrero vs Altura Geopotencial 850 hPa Lag-2



Correlación de Pearson SPI Febrero vs Altura Geopotencial 850 hPa Lag-3

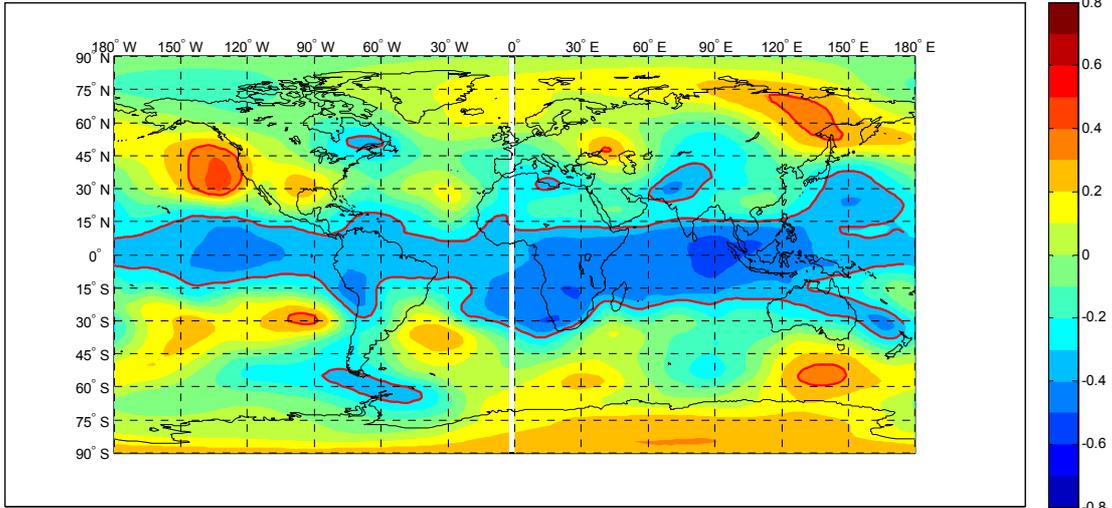


Correlación de Pearson SPI Febrero vs Altura Geopotencial 500 hPa Lag0

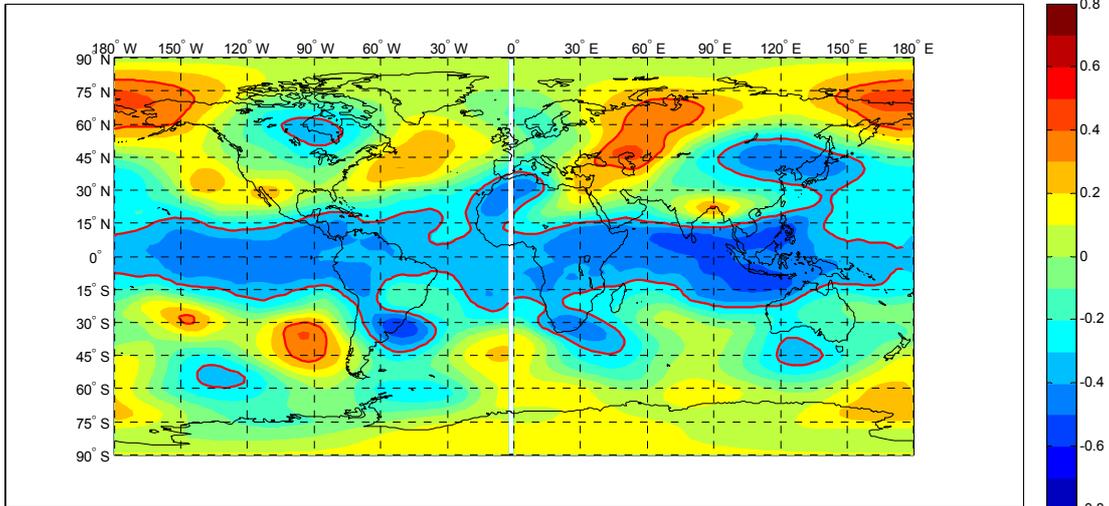


“Influencia de variables macroclimáticas en la sequía meteorológica en el Sur del Perú”

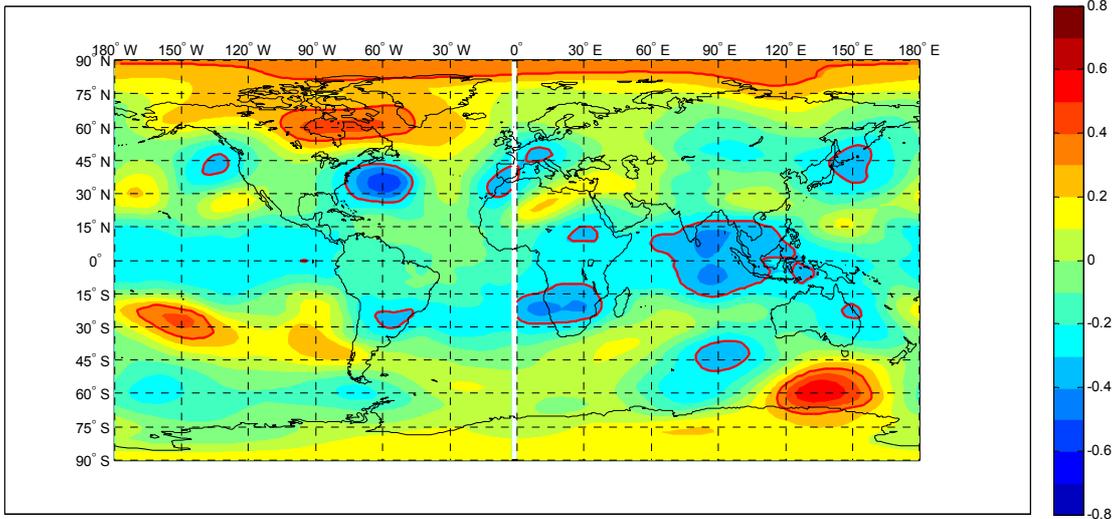
Correlación de Pearson SPI Febrero vs Altura Geopotencial 500 hPa Lag-1



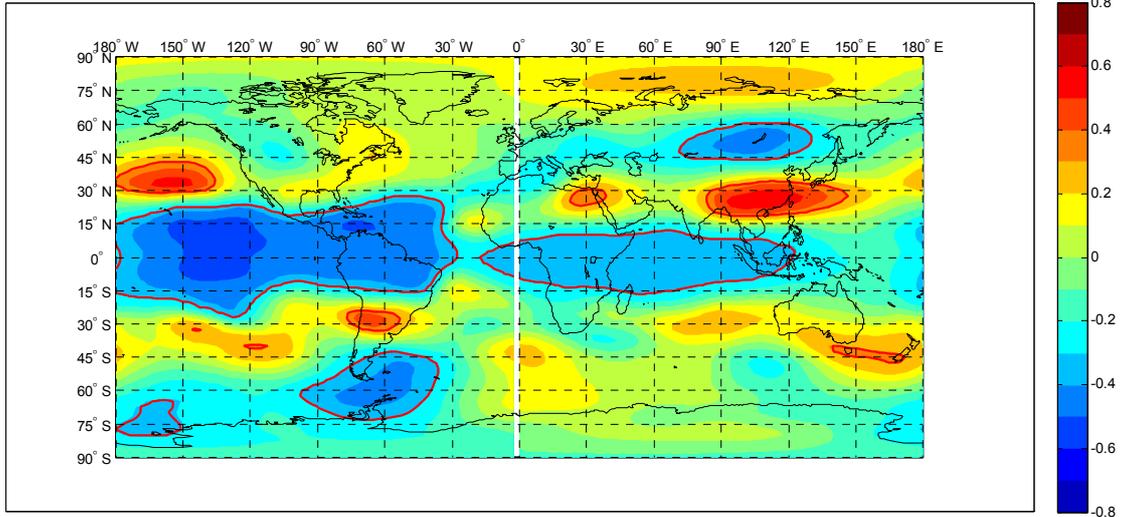
Correlación de Pearson SPI Febrero vs Altura Geopotencial 500 hPa Lag-2



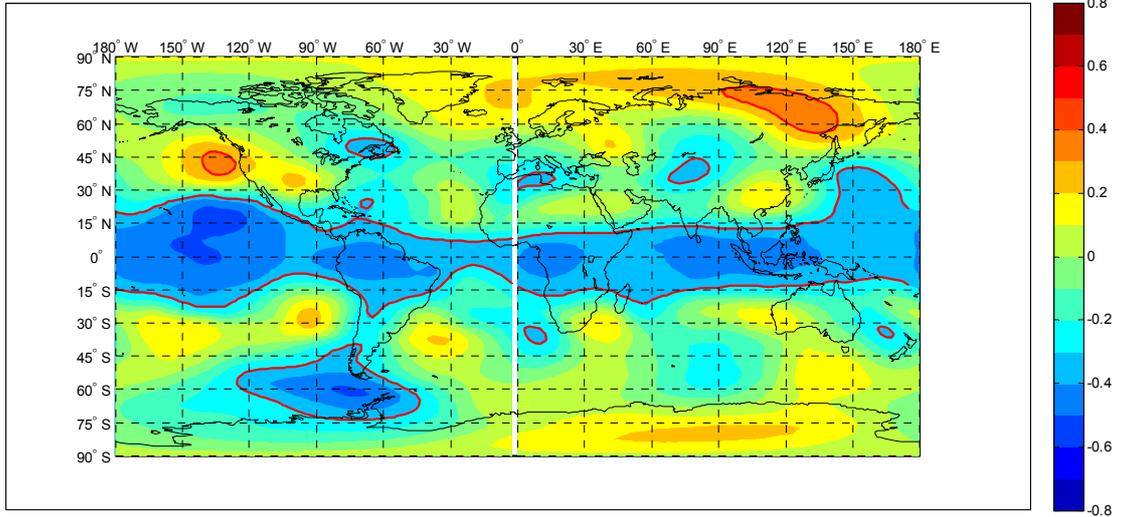
Correlación de Pearson SPI Febrero vs Altura Geopotencial 500 hPa Lag-3



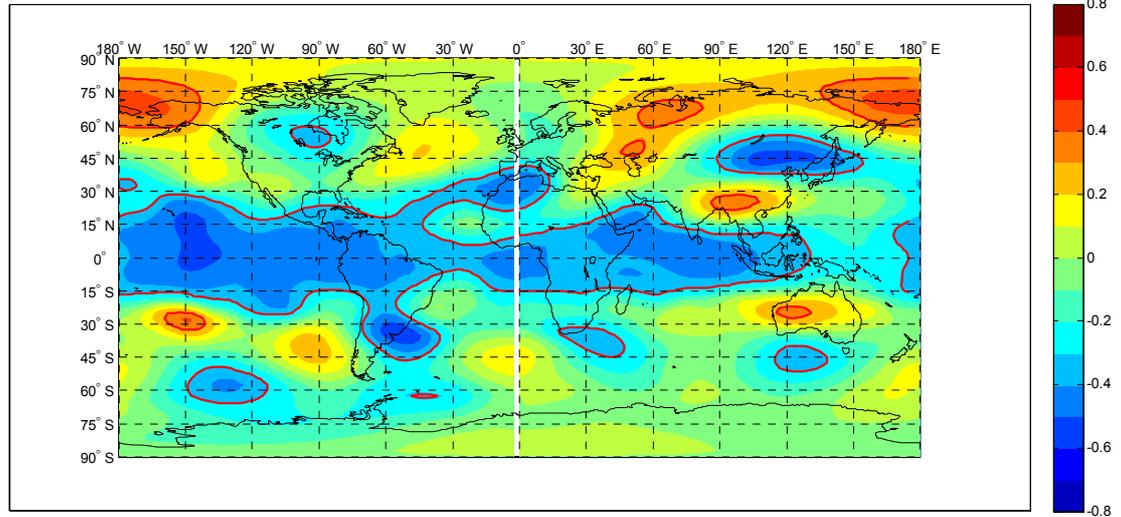
Correlación de Pearson SPI Febrero vs Altura Geopotencial 200 hPa Lag0



Correlación de Pearson SPI Febrero vs Altura Geopotencial 200 hPa Lag-1

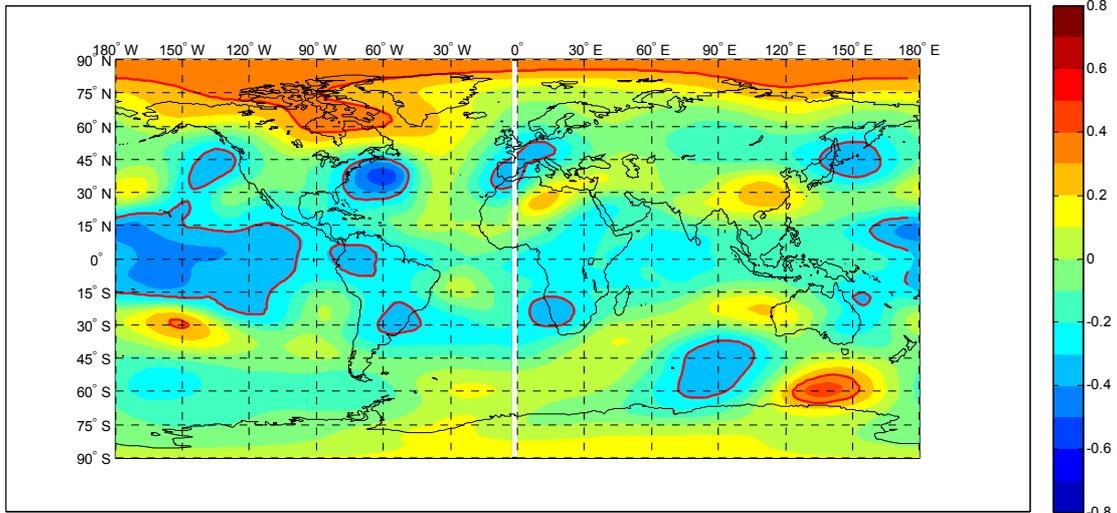


Correlación de Pearson SPI Febrero vs Altura Geopotencial 200 hPa Lag-2

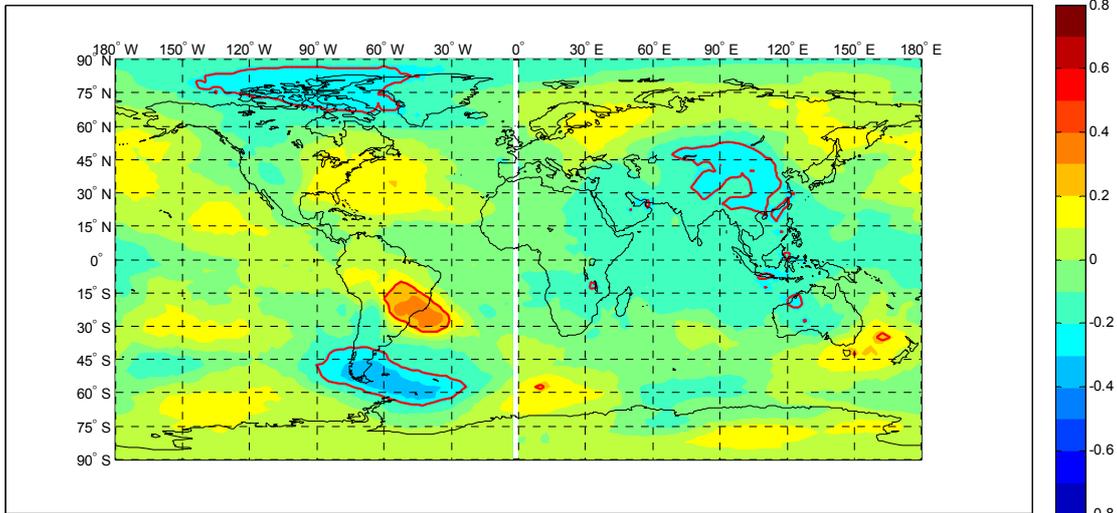


“Influencia de variables macroclimáticas en la sequía meteorológica en el Sur del Perú”

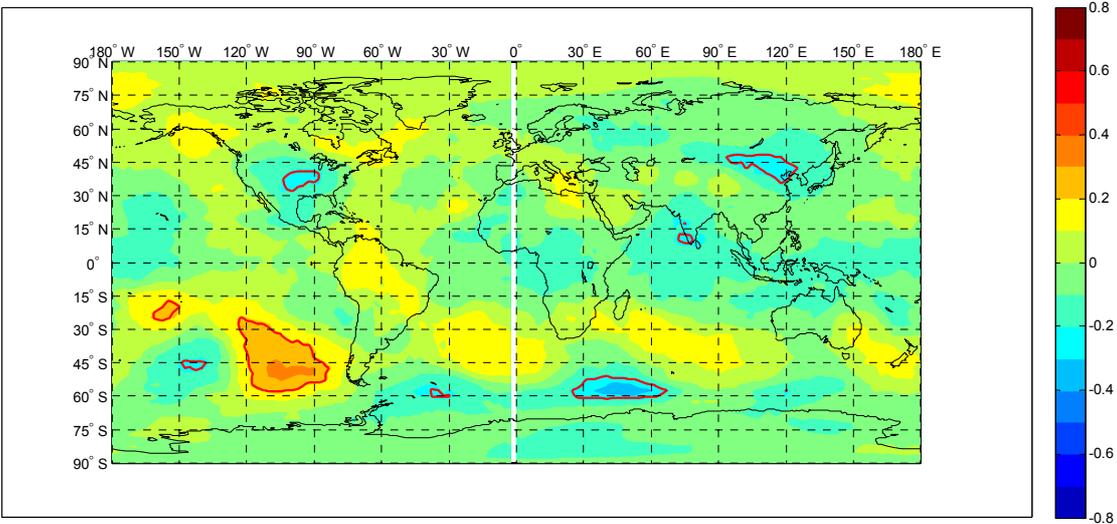
Correlación de Pearson SPI Febrero vs Altura Geopotencial 200 hPa Lag-3



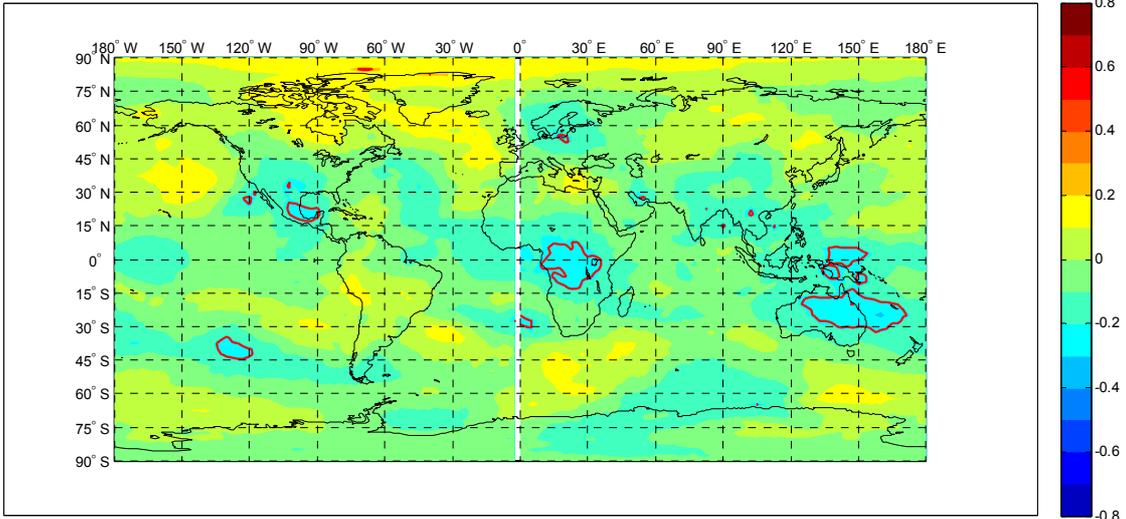
Correlación de Kendall SPI Enero vs Altura Geopotencial 850 hPa Lag0



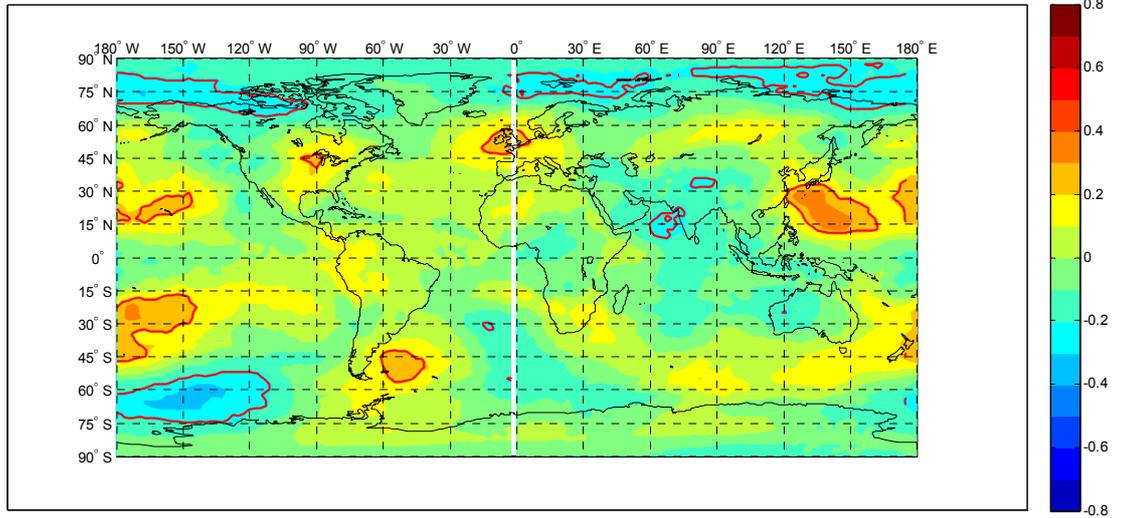
Correlación de Kendall SPI Enero vs Altura Geopotencial 850 hPa Lag-1



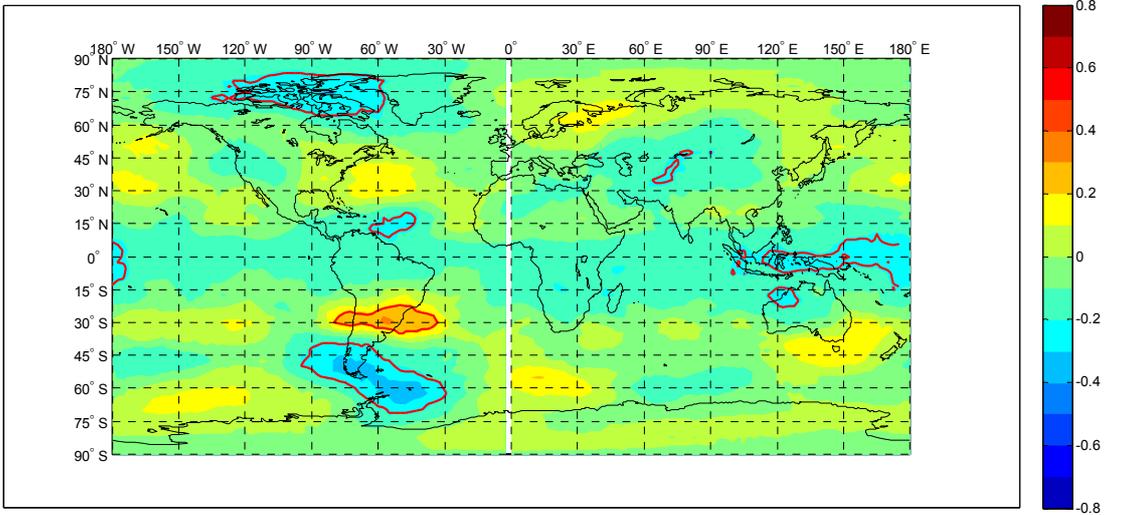
Correlación de Kendall SPI Enero vs Altura Geopotencial 850 hPa Lag-2



Correlación de Kendall SPI Enero vs Altura Geopotencial 850 hPa Lag-3

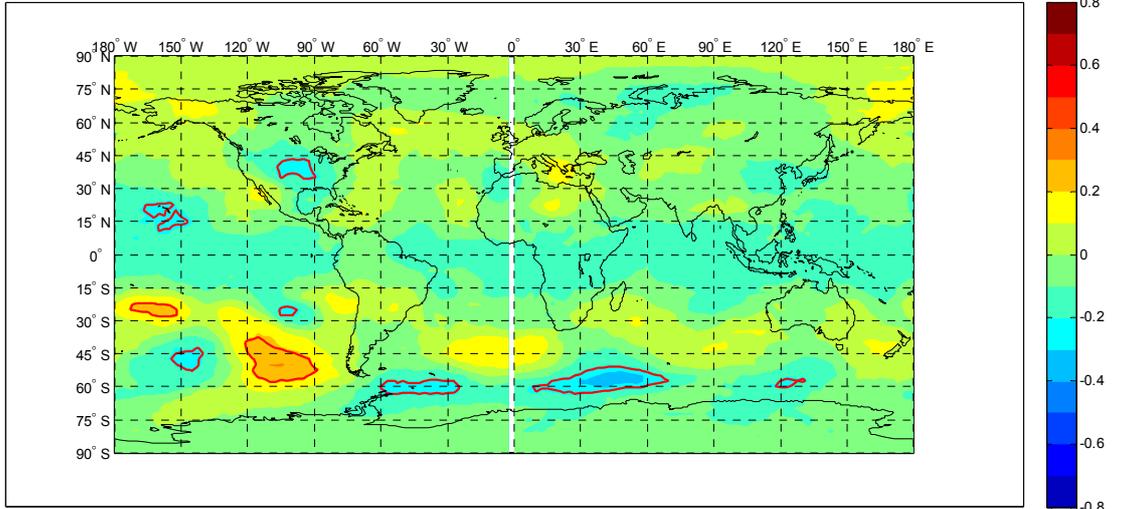


Correlación de Kendall SPI Enero vs Altura Geopotencial 500 hPa Lag0

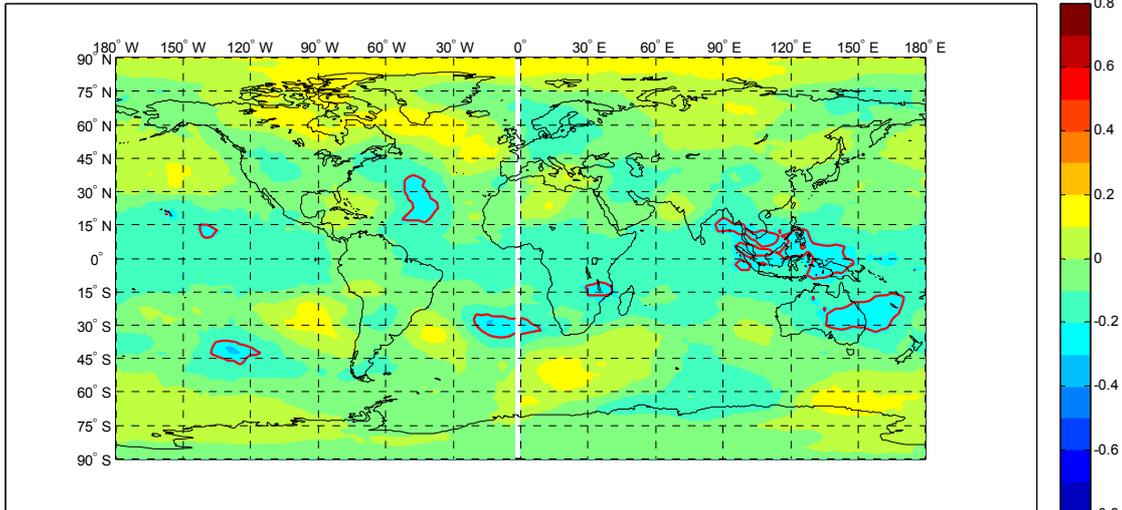


“Influencia de variables macroclimáticas en la sequía meteorológica en el Sur del Perú”

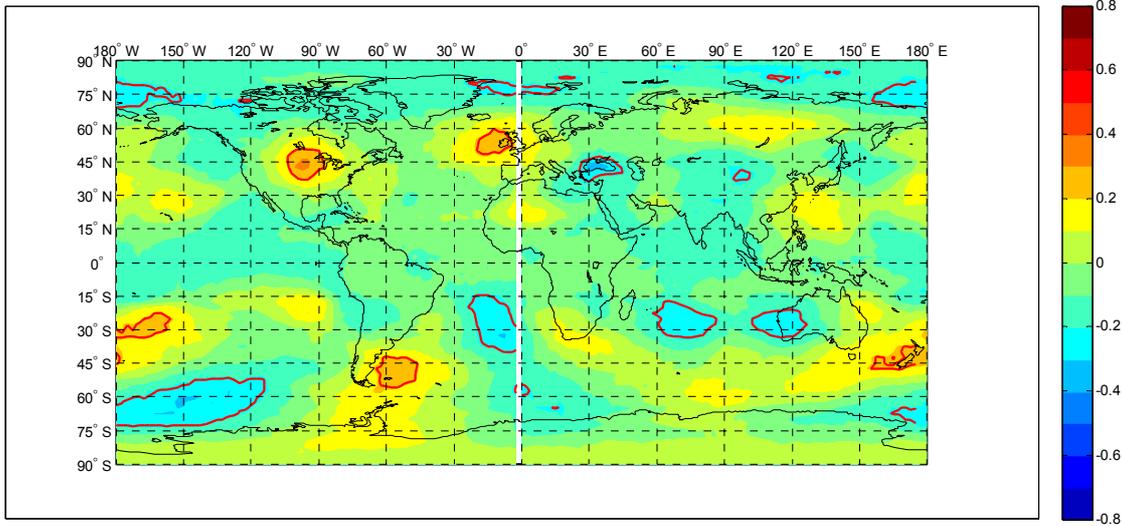
Correlación de Kendall SPI Enero vs Altura Geopotencial 500 hPa Lag-1



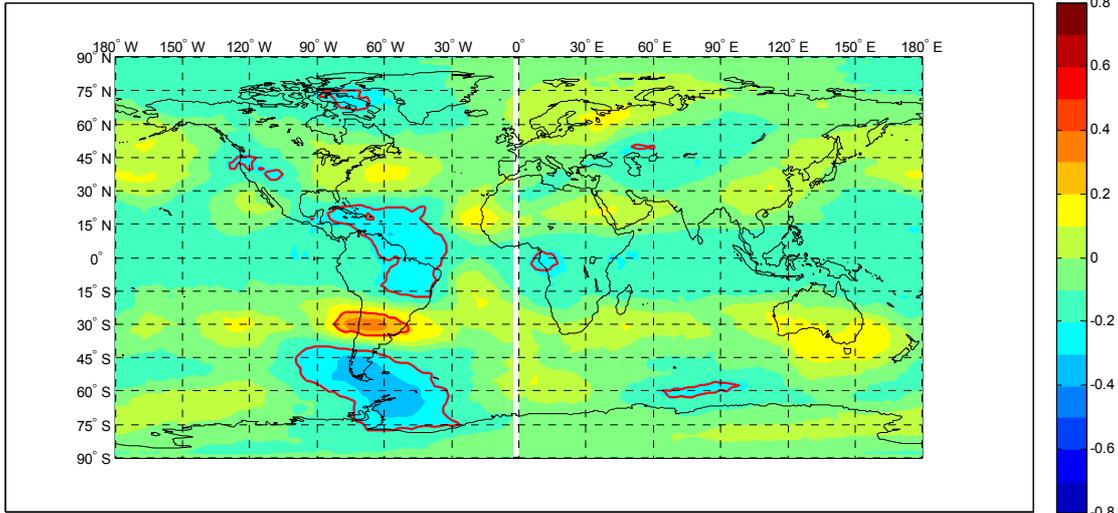
Correlación de Kendall SPI Enero vs Altura Geopotencial 500 hPa Lag-2



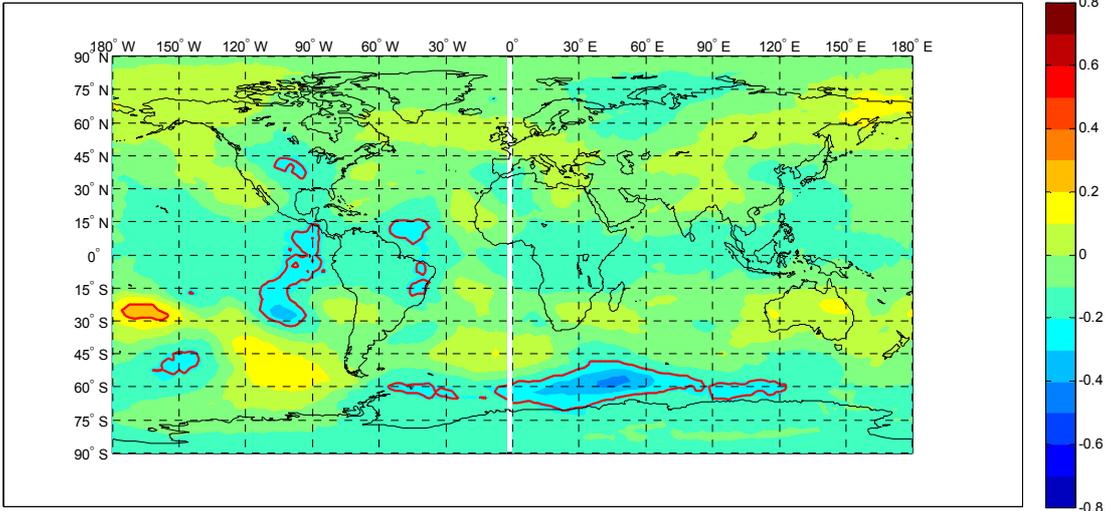
Correlación de Kendall SPI Enero vs Altura Geopotencial 500 hPa Lag-3



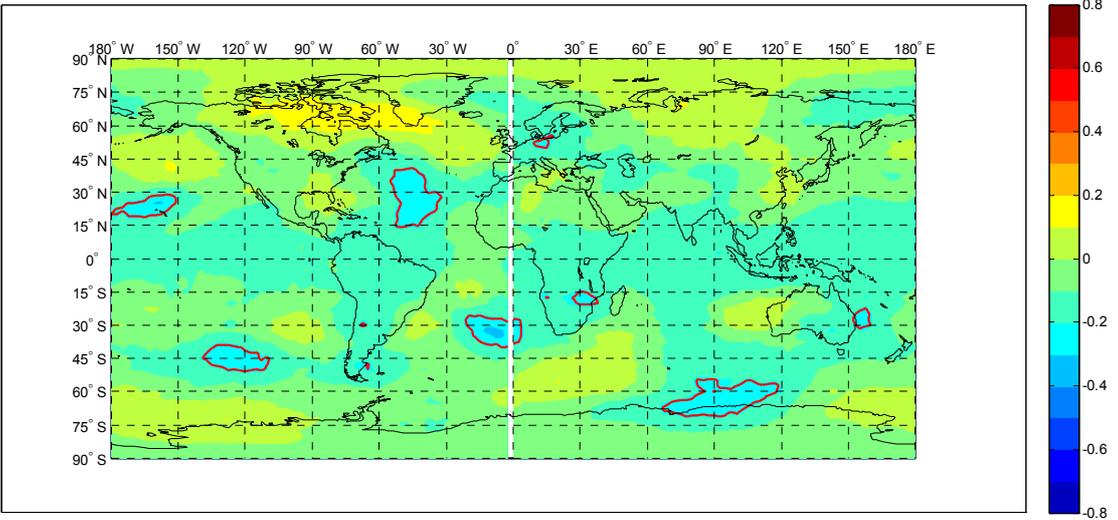
Correlación de Kendall SPI Enero vs Altura Geopotencial 200 hPa Lag0



Correlación de Kendall SPI Enero vs Altura Geopotencial 200 hPa Lag-1

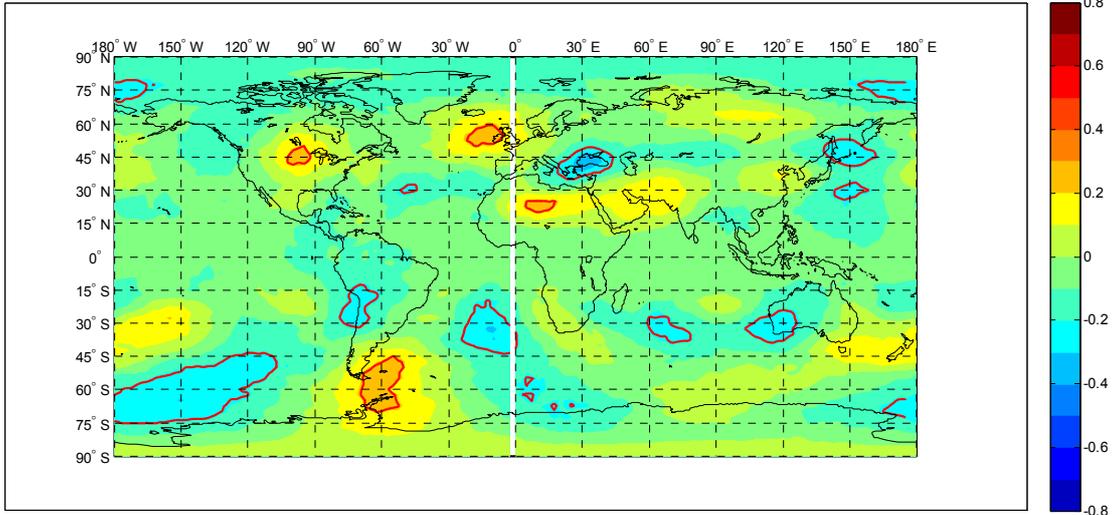


Correlación de Kendall SPI Enero vs Altura Geopotencial 200 hPa Lag-2

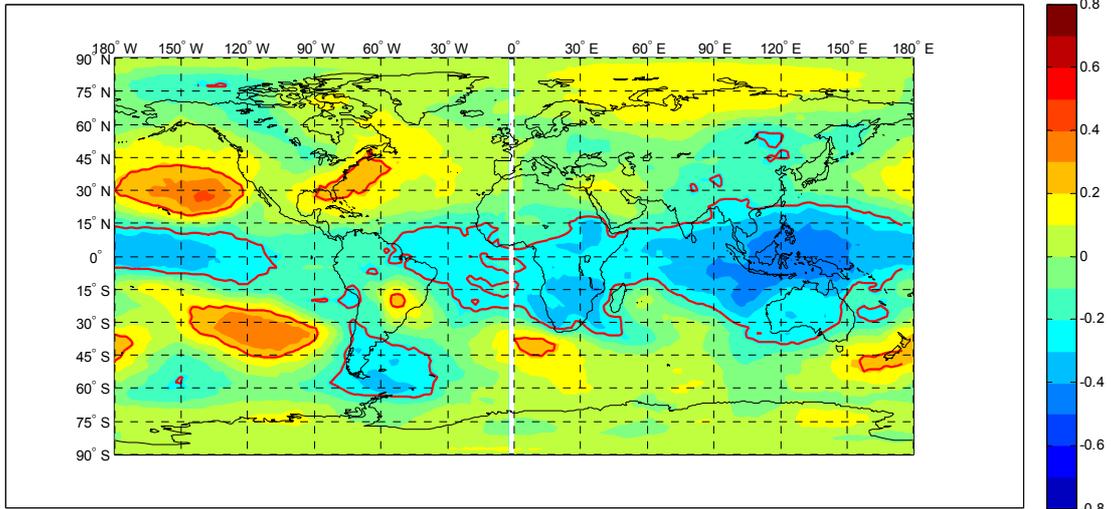


“Influencia de variables macroclimáticas en la sequía meteorológica en el Sur del Perú”

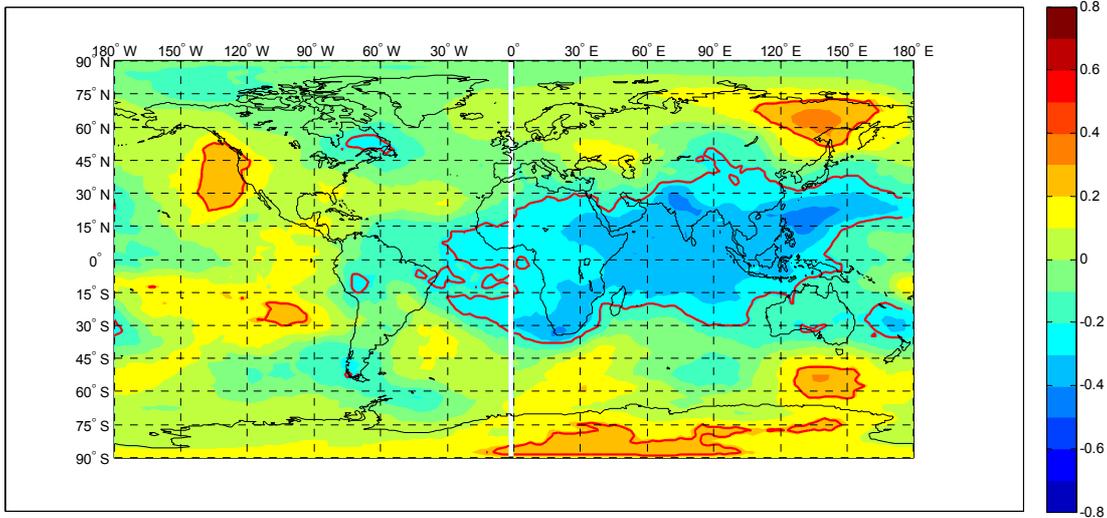
Correlación de Kendall SPI Enero vs Altura Geopotencial 200 hPa Lag-3



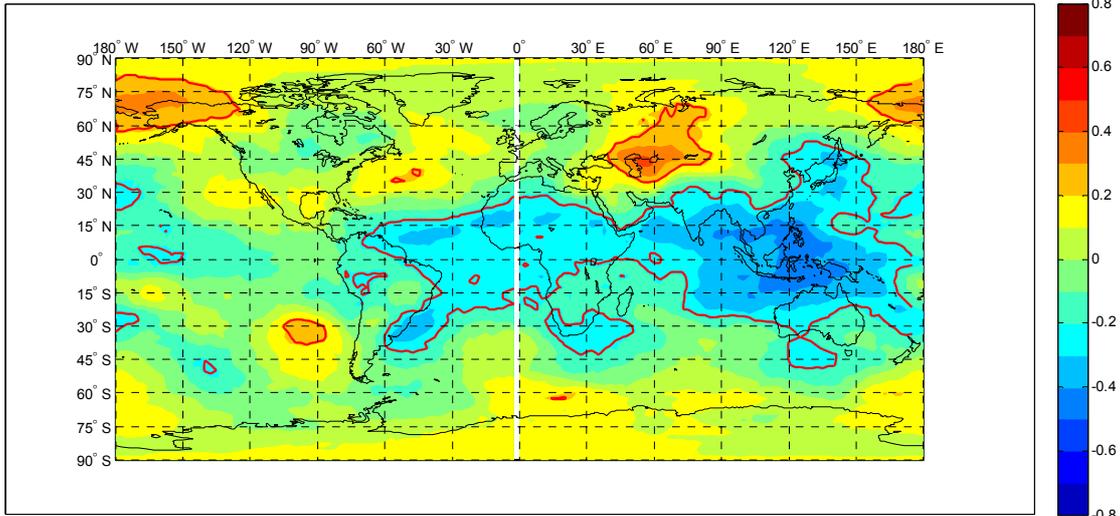
Correlación de Kendall SPI Febrero vs Altura Geopotencial 850 hPa Lag0



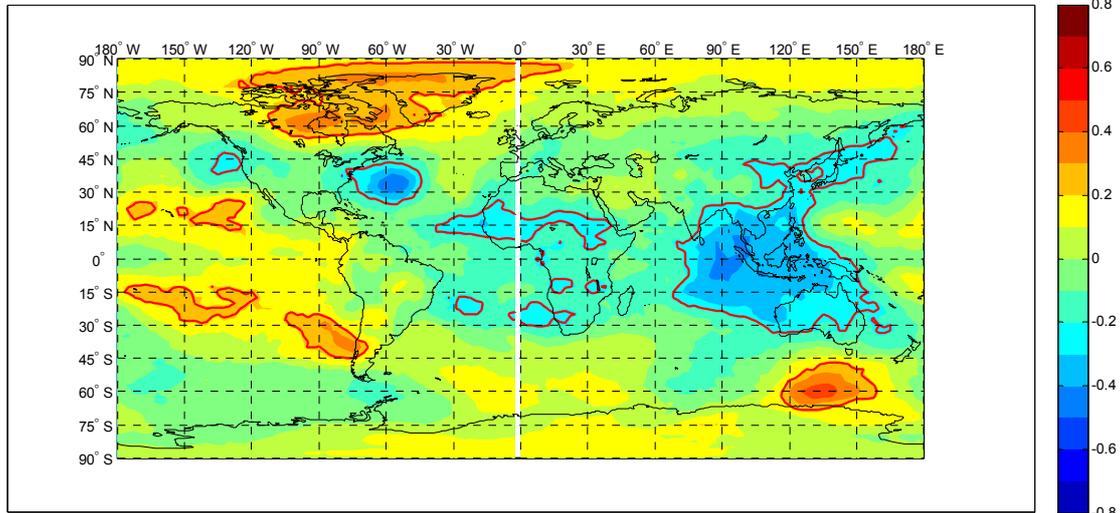
Correlación de Kendall SPI Febrero vs Altura Geopotencial 850 hPa Lag-1



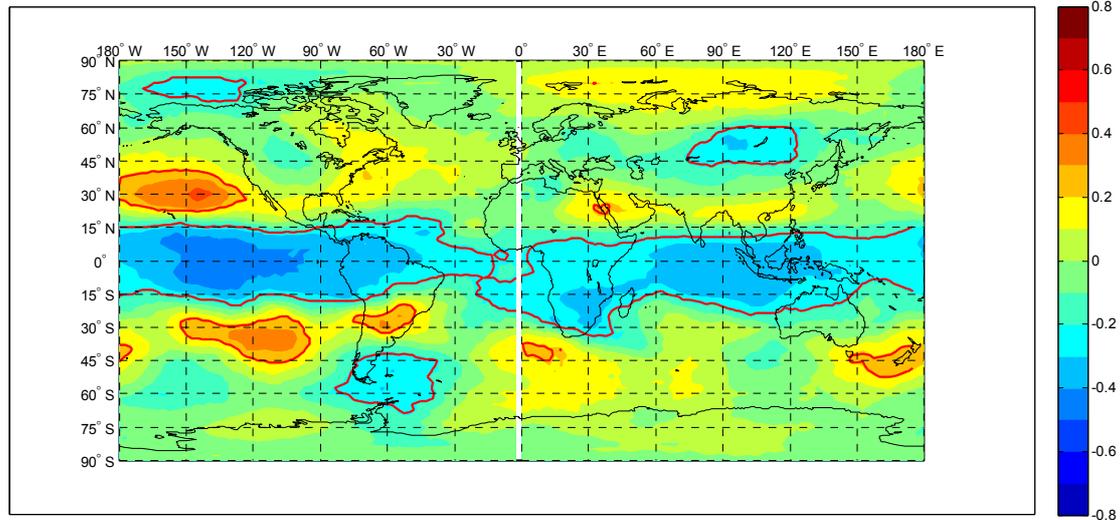
Correlación de Kendall SPI Febrero vs Altura Geopotencial 850 hPa Lag-2



Correlación de Kendall SPI Febrero vs Altura Geopotencial 850 hPa Lag-3

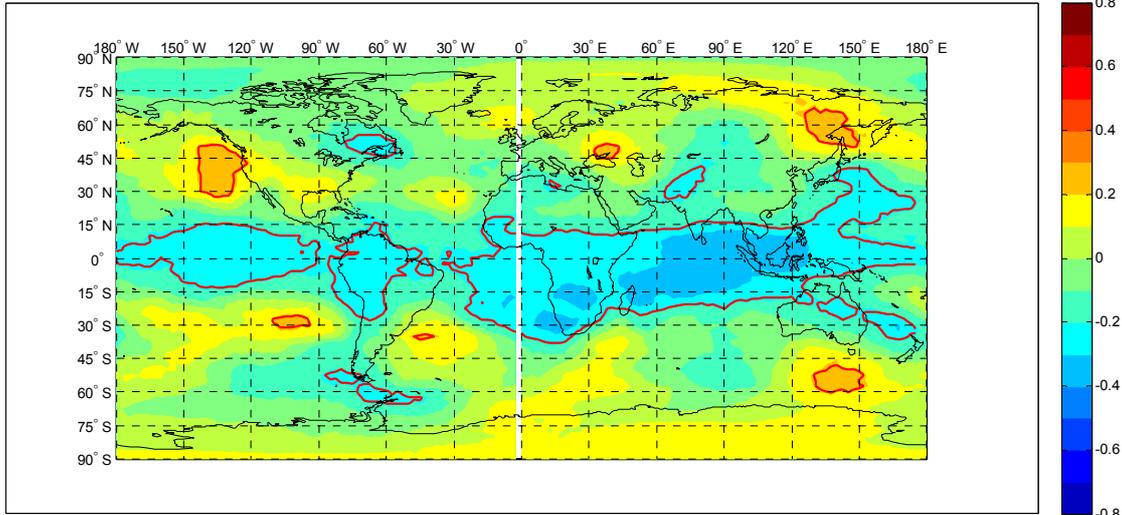


Correlación de Kendall SPI Febrero vs Altura Geopotencial 500 hPa Lag0

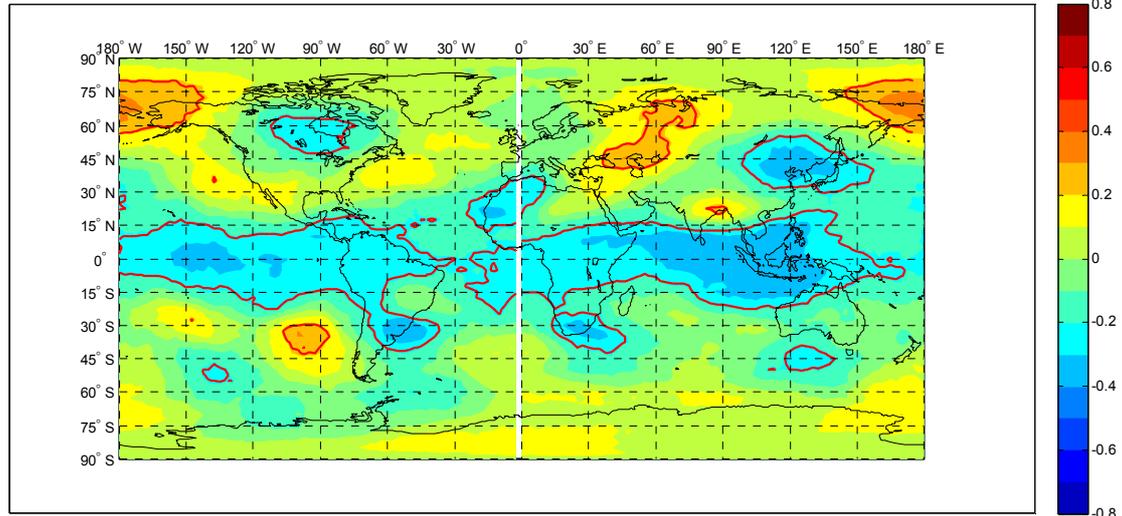


“Influencia de variables macroclimáticas en la sequía meteorológica en el Sur del Perú”

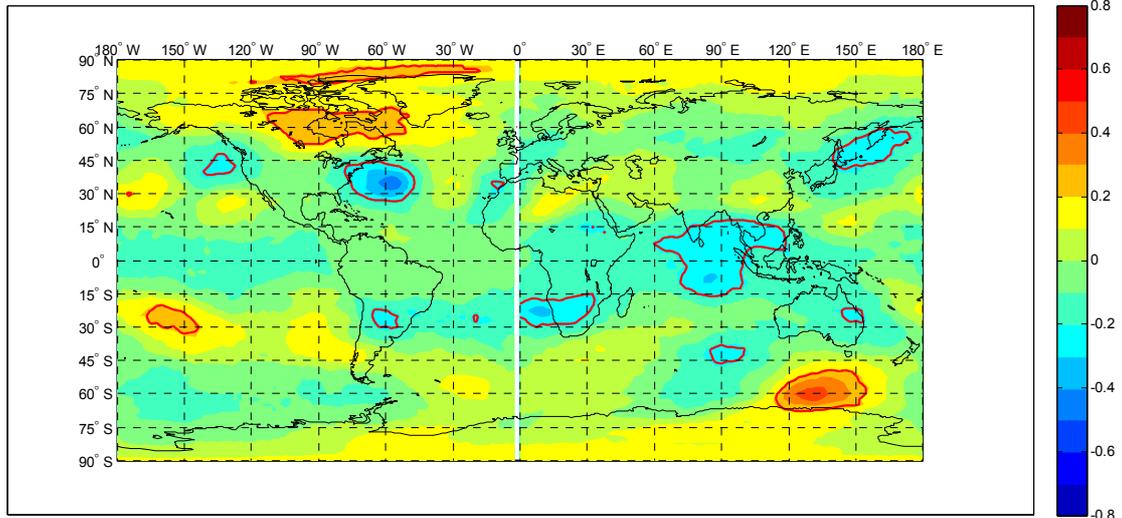
Correlación de Kendall SPI Febrero vs Altura Geopotencial 500 hPa Lag-1



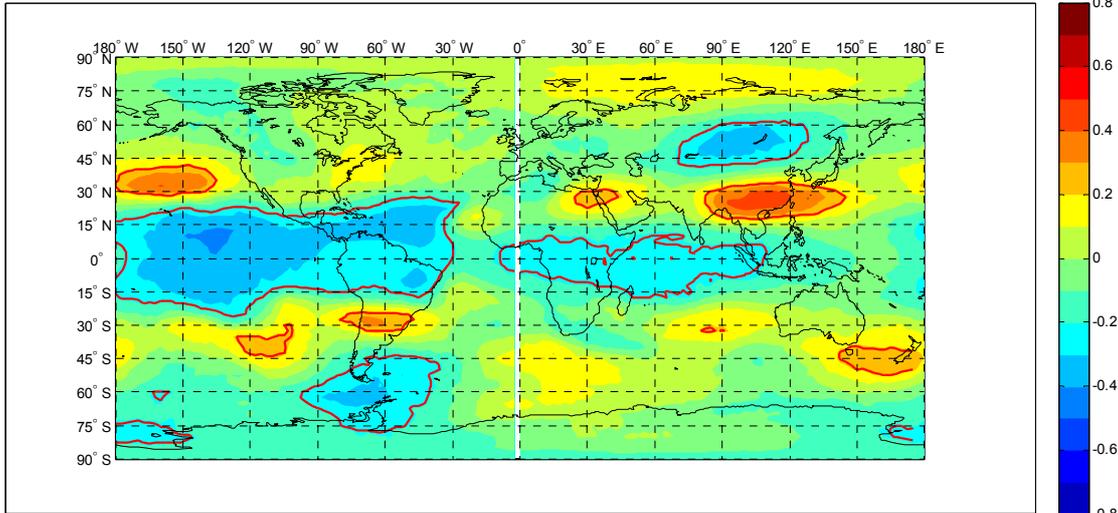
Correlación de Kendall SPI Febrero vs Altura Geopotencial 500 hPa Lag-2



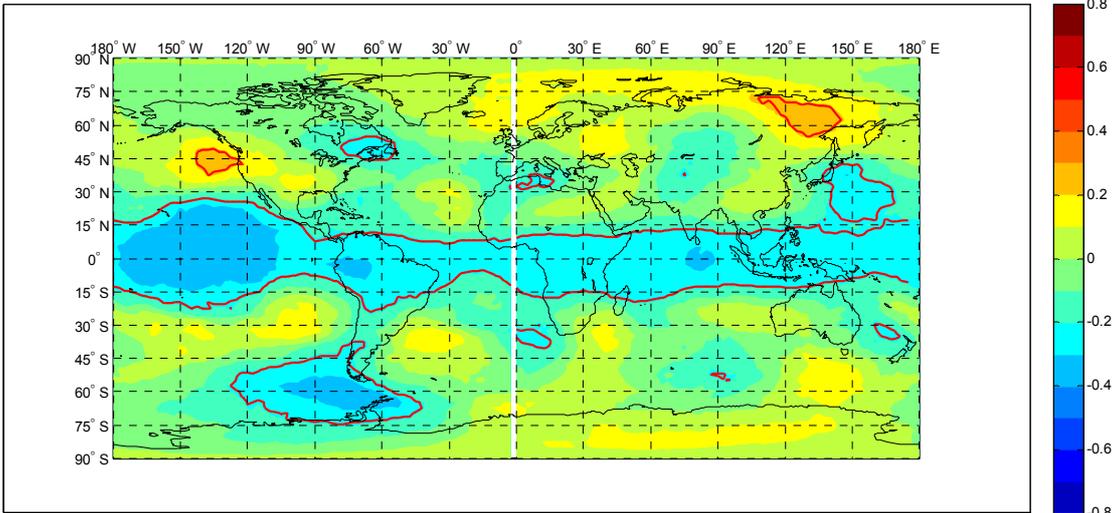
Correlación de Kendall SPI Febrero vs Altura Geopotencial 500 hPa Lag-3



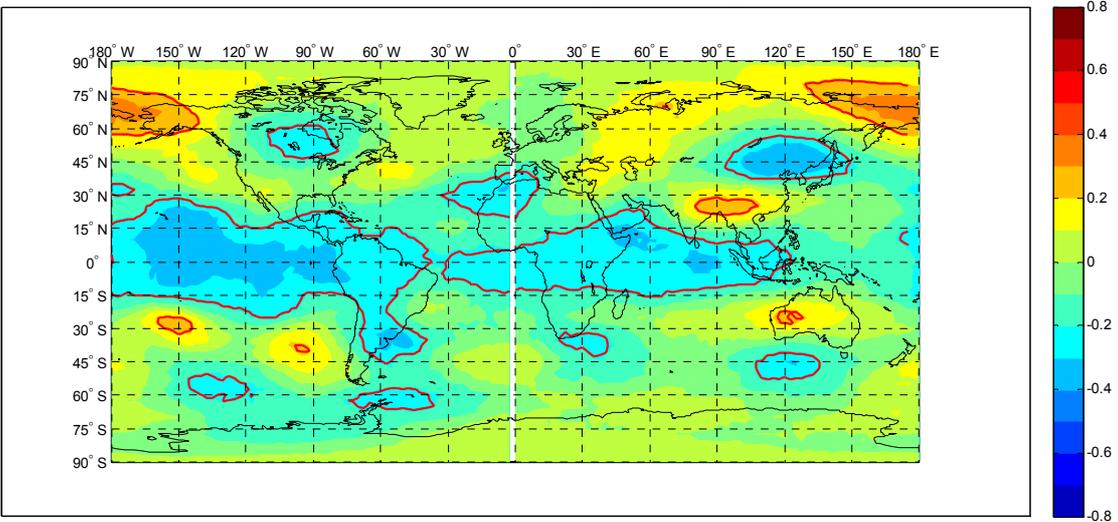
Correlación de Kendall SPI Febrero vs Altura Geopotencial 200 hPa Lag0



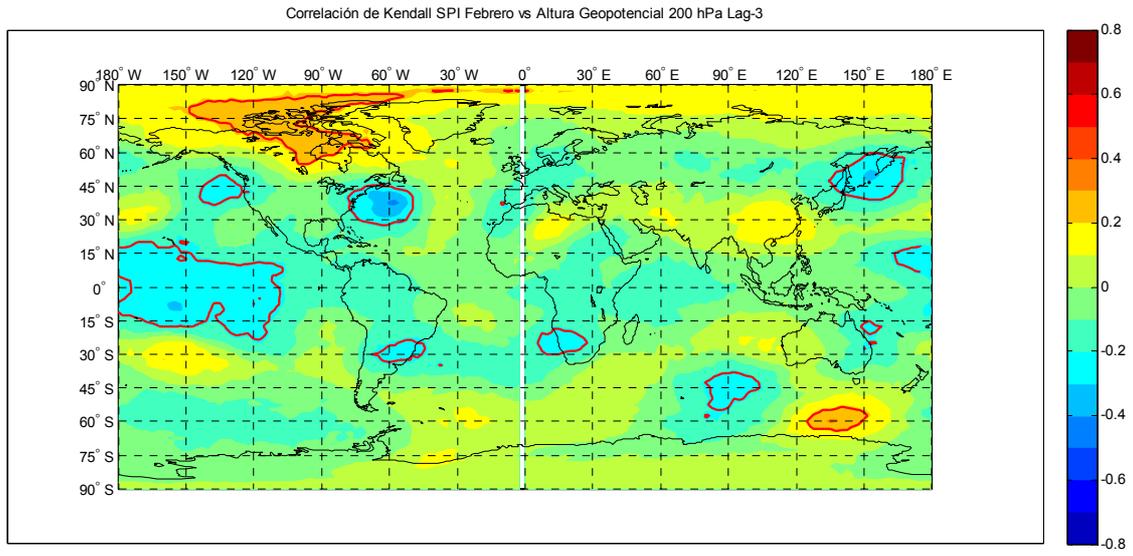
Correlación de Kendall SPI Febrero vs Altura Geopotencial 200 hPa Lag-1



Correlación de Kendall SPI Febrero vs Altura Geopotencial 200 hPa Lag-2



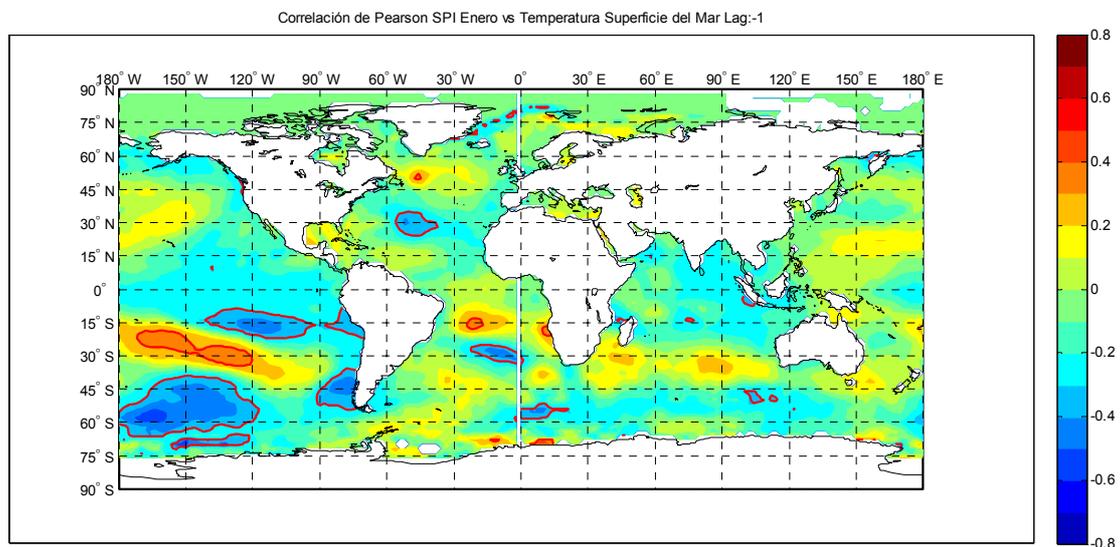
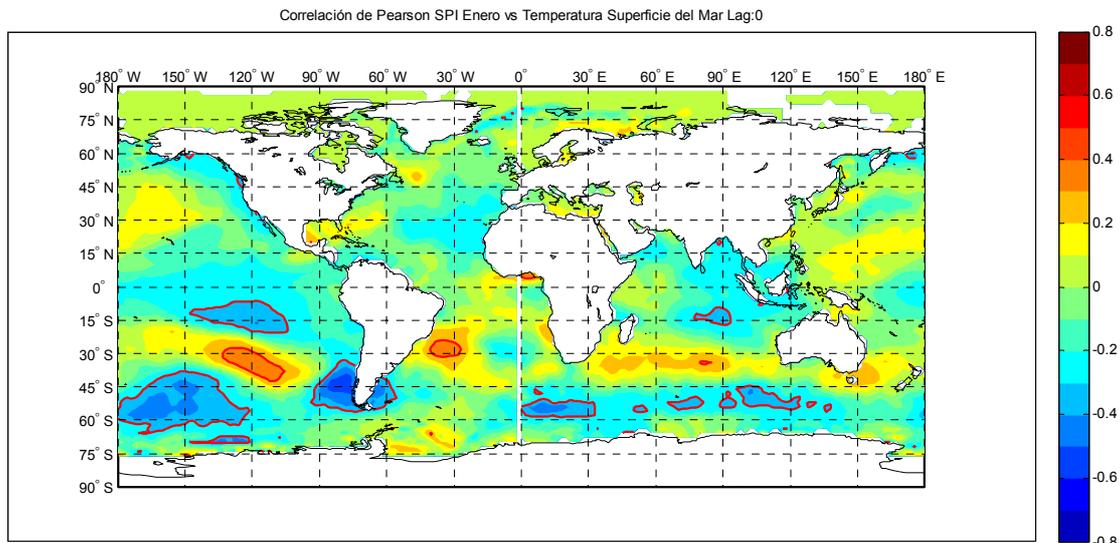
“Influencia de variables macroclimáticas en la sequía meteorológica en el Sur del Perú”



Anexo 4

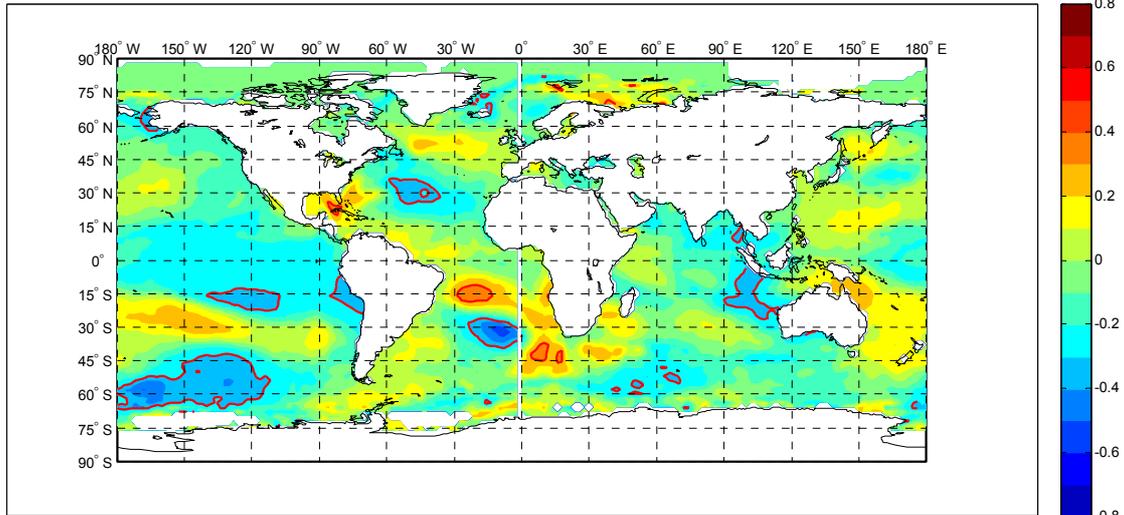
CORRELACION INDICE DE PRECIPITACION ESTANDARIZADO – TEMPERATURA DE LA SUPERFICIE DEL MAR

Mapas de correlación entre el índice estandarizado de precipitación mensual y la temperatura de la superficie del mar, para rezagos de cero a tres meses previos. Las temperaturas (NOAA_ERSST_V3) han sido obtenidas de NCEP Reanalysis desarrollada por NOAA/OAR/ESRL PSD Web site: <http://www.cdc.noaa.gov/>.

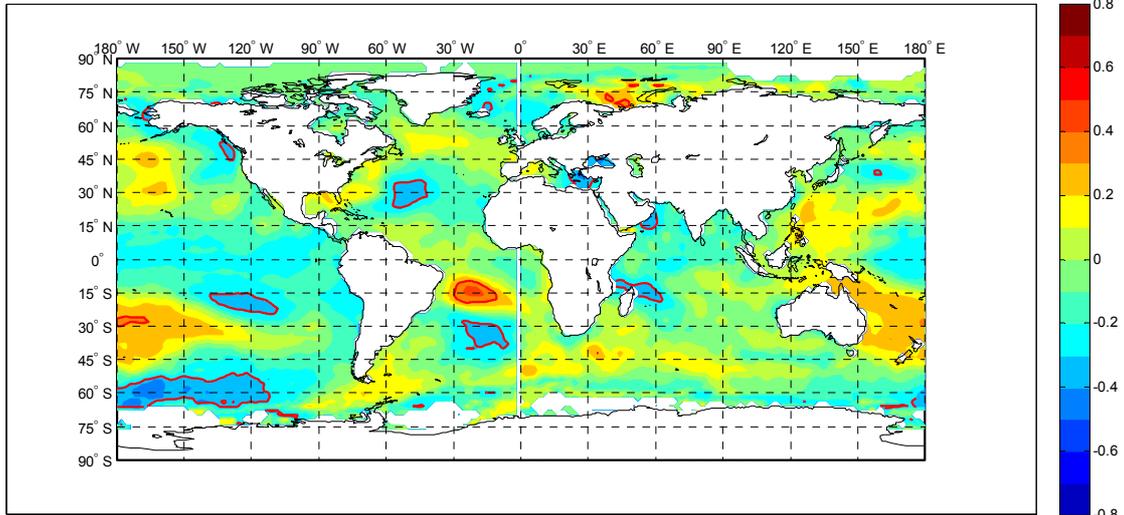


“Influencia de variables macroclimáticas en la sequía meteorológica en el Sur del Perú”

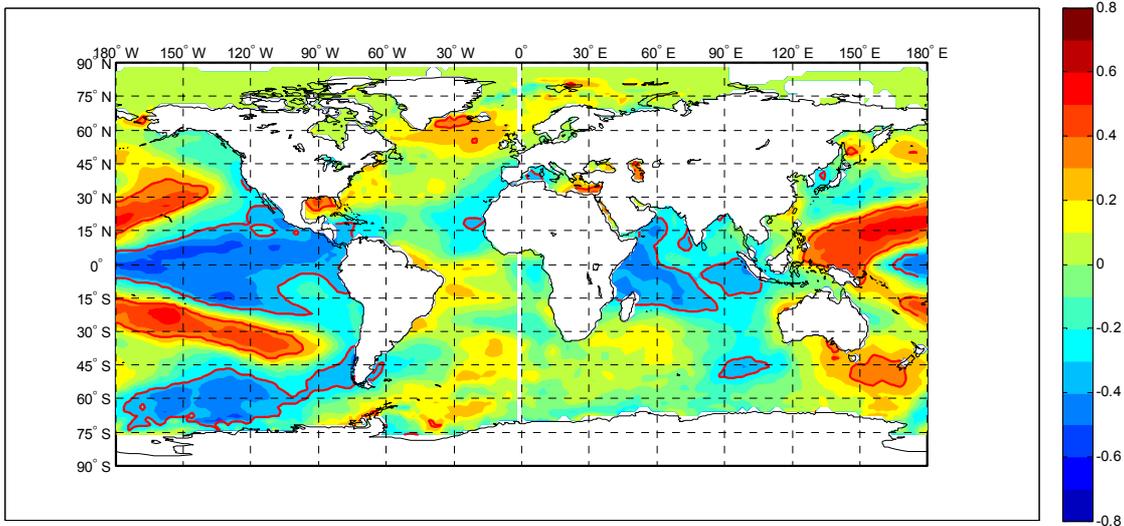
Correlación de Pearson SPI Enero vs Temperatura Superficie del Mar Lag:-2



Correlación de Pearson SPI Enero vs Temperatura Superficie del Mar Lag:-3

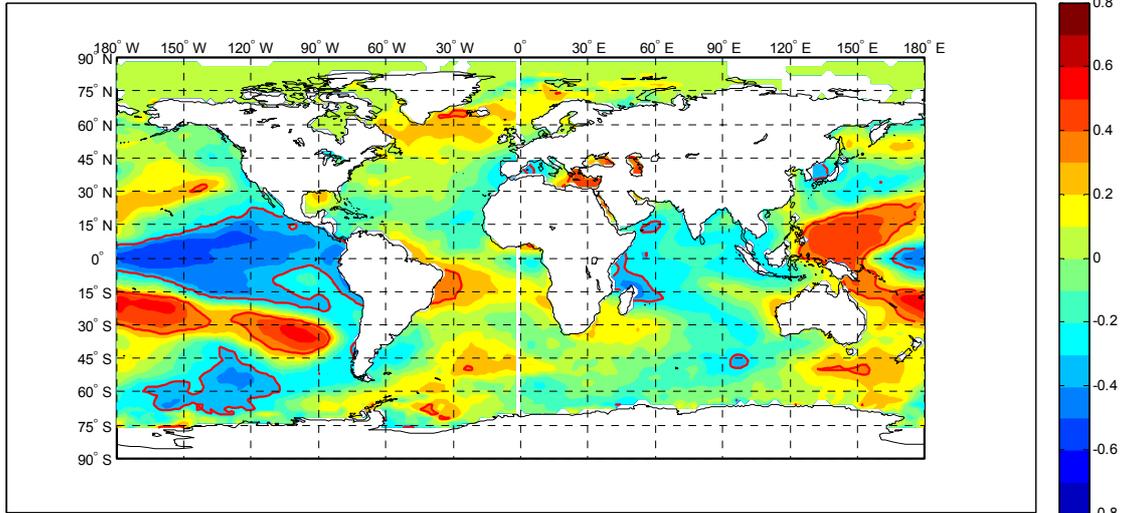


Correlación de Pearson SPI Febrero vs Temperatura Superficie del Mar Lag:0

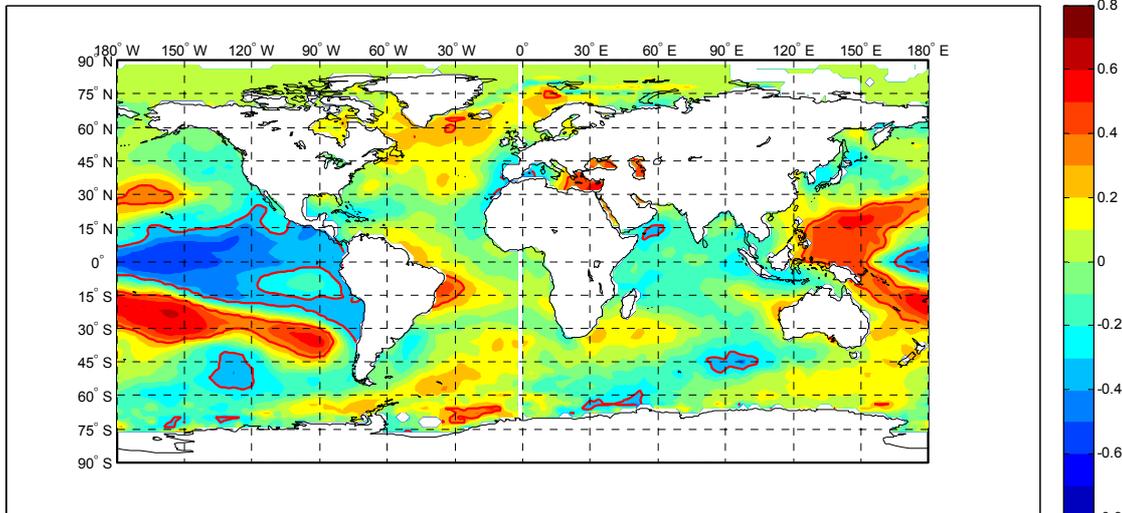


Anexo 4

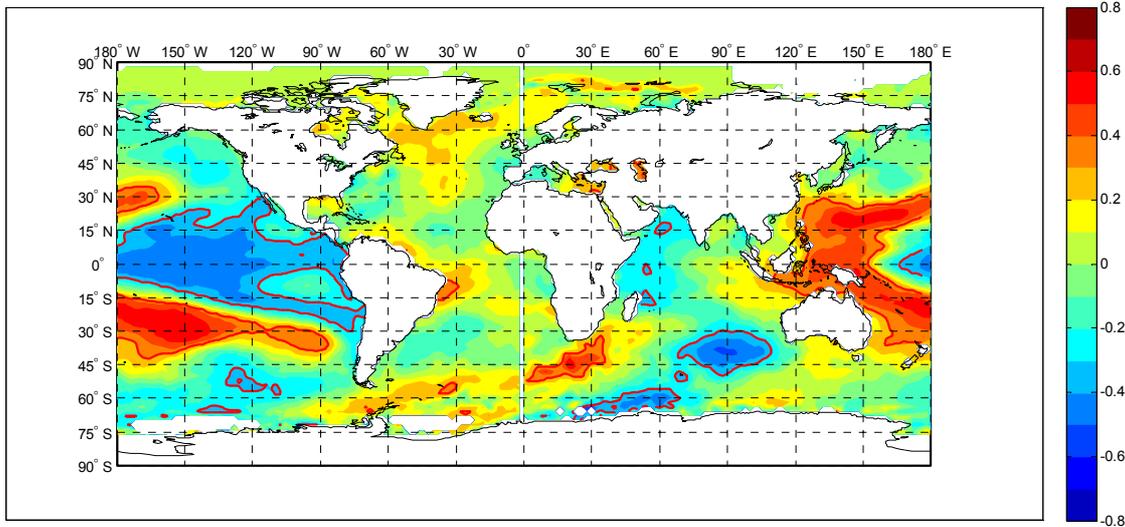
Correlación de Pearson SPI Febrero vs Temperatura Superficie del Mar Lag:-1



Correlación de Pearson SPI Febrero vs Temperatura Superficie del Mar Lag:-2

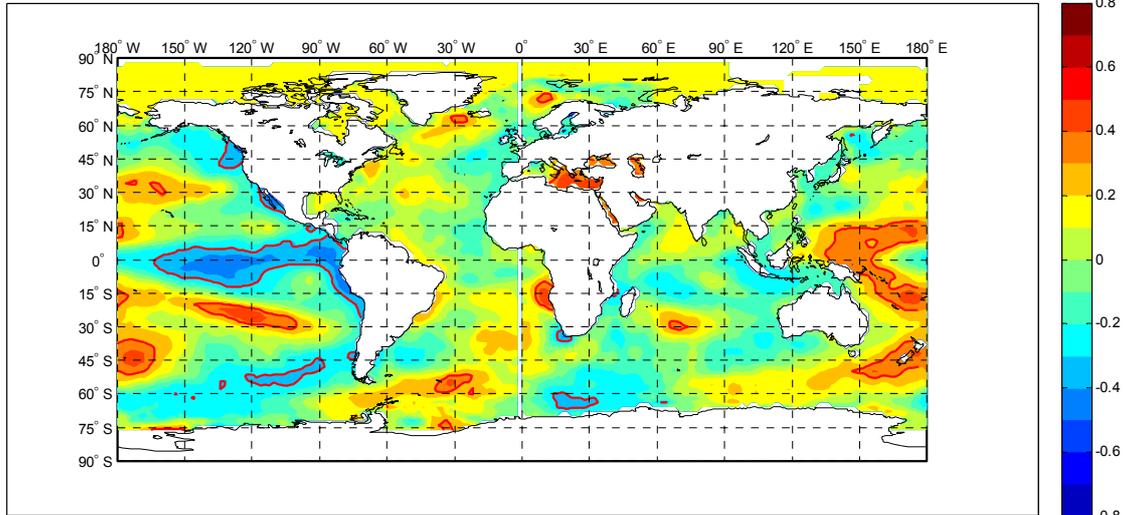


Correlación de Pearson SPI Febrero vs Temperatura Superficie del Mar Lag:-3

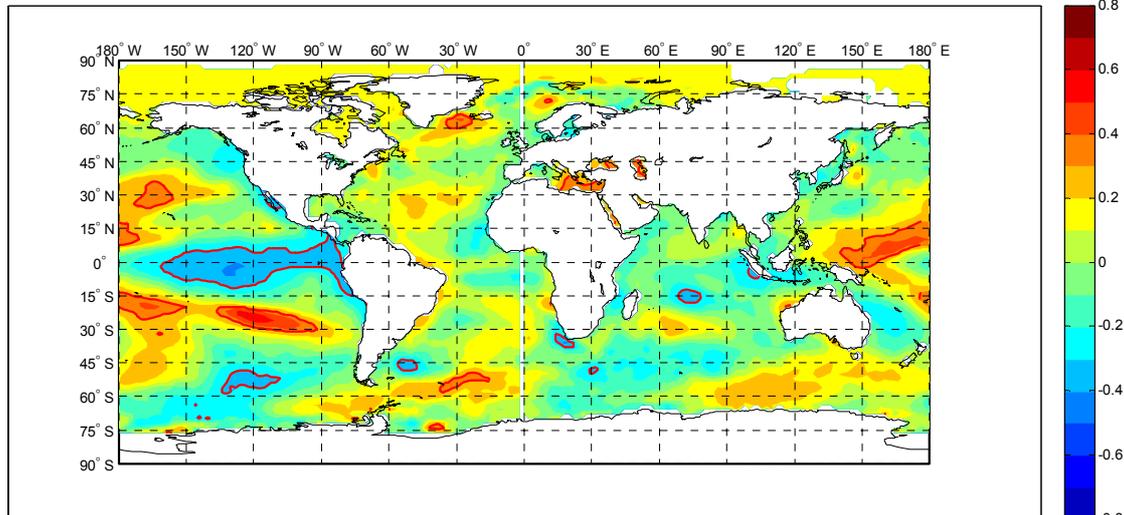


“Influencia de variables macroclimáticas en la sequía meteorológica en el Sur del Perú”

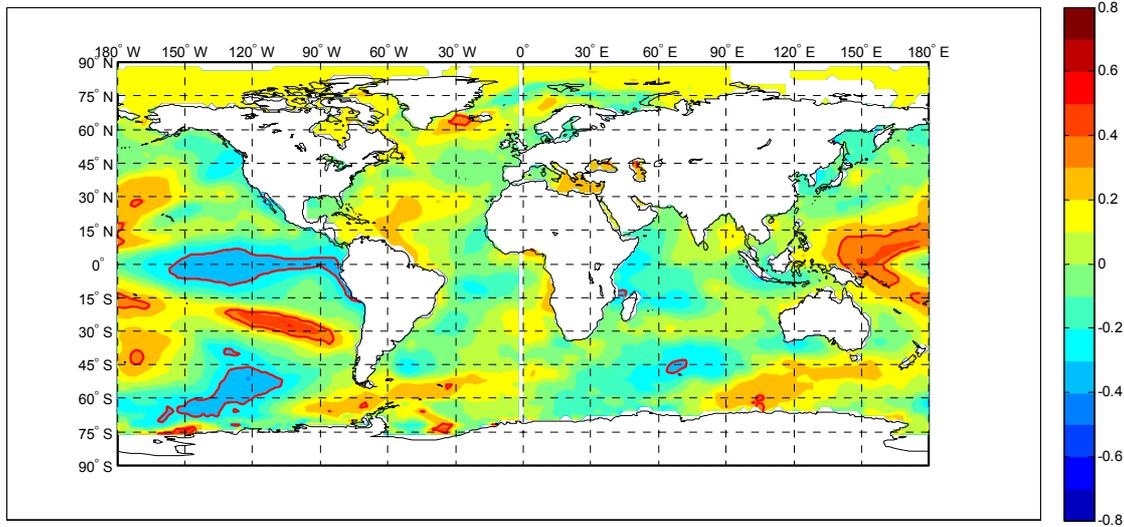
Correlación de Pearson SPI Marzo vs Temperatura Superficie del Mar Lag:0



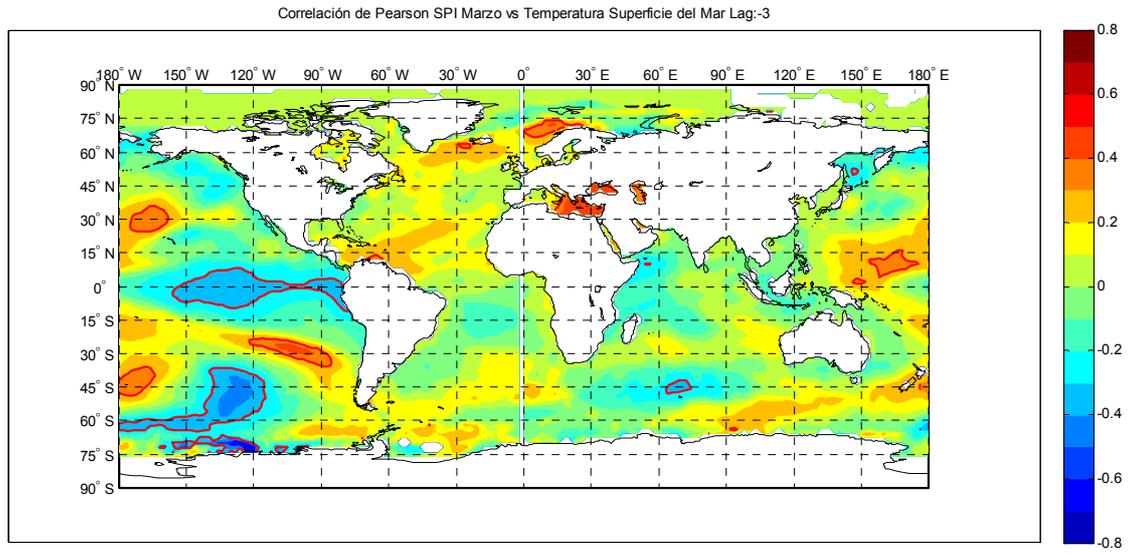
Correlación de Pearson SPI Marzo vs Temperatura Superficie del Mar Lag:-1



Correlación de Pearson SPI Marzo vs Temperatura Superficie del Mar Lag:-2

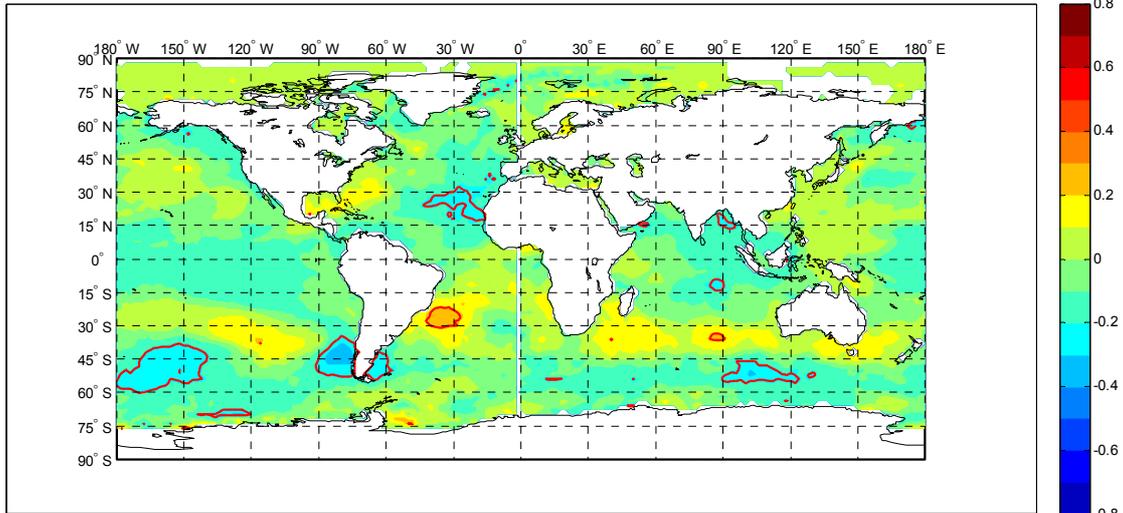


Anexo 4

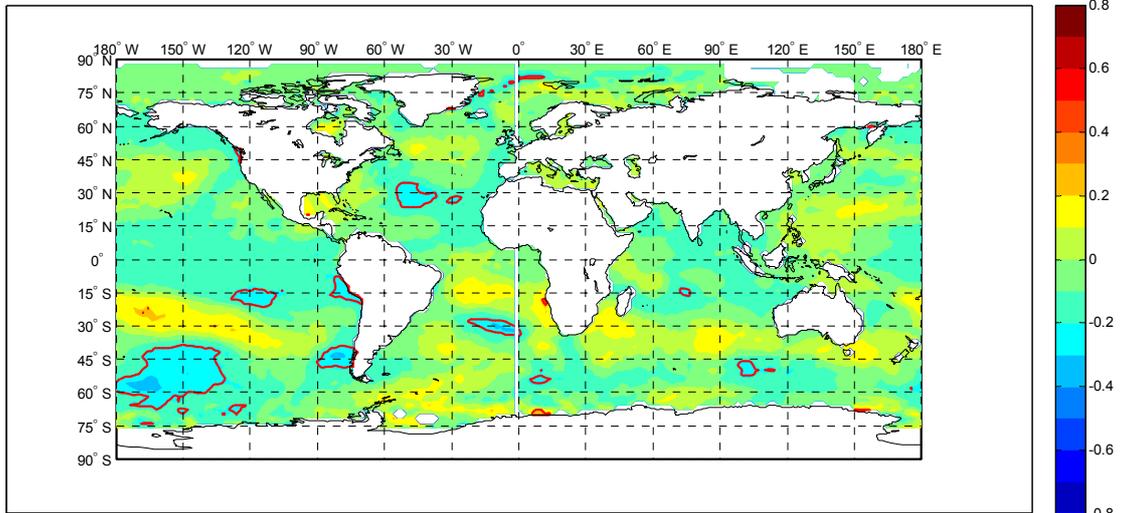


“Influencia de variables macroclimáticas en la sequía meteorológica en el Sur del Perú”

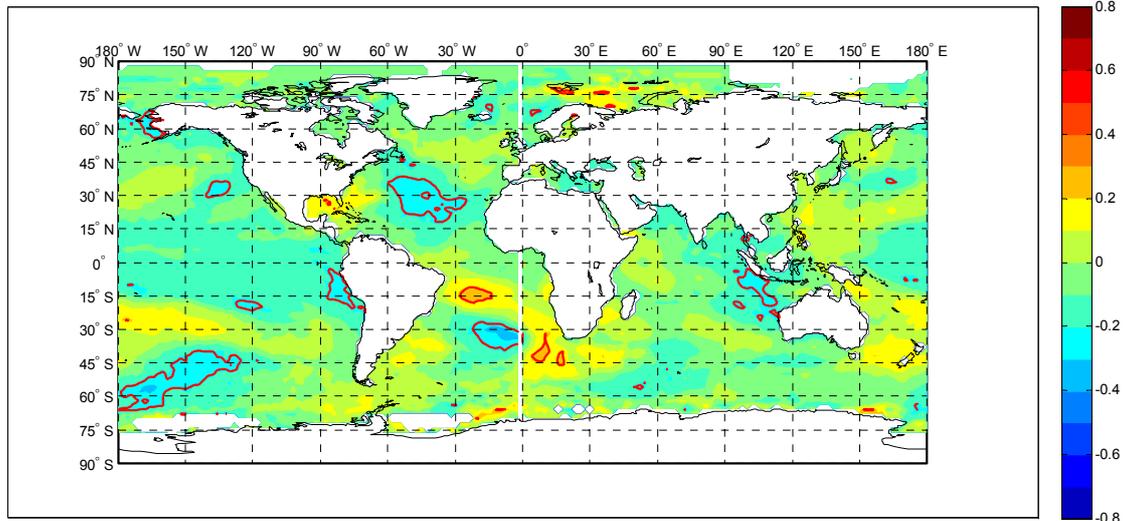
Correlación de kendall SPI Enero vs Temperatura Superficie del Mar Lag:0



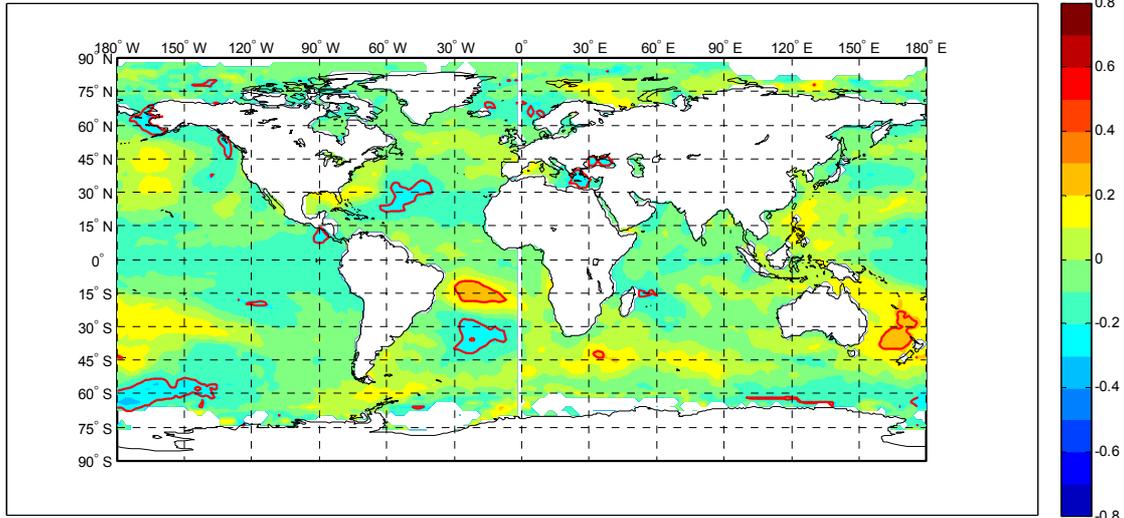
Correlación de kendall SPI Enero vs Temperatura Superficie del Mar Lag:-1



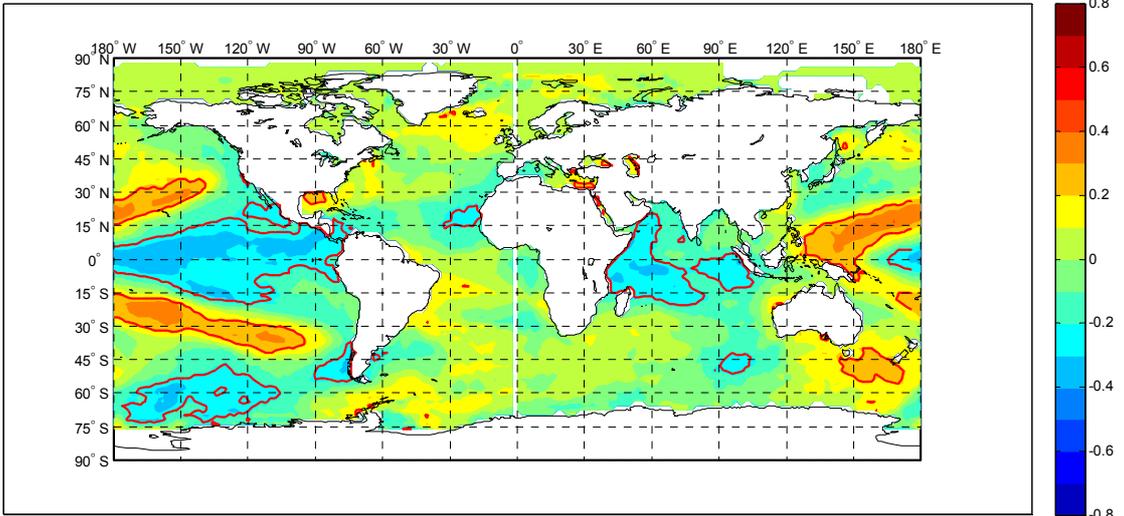
Correlación de kendall SPI Enero vs Temperatura Superficie del Mar Lag:-2



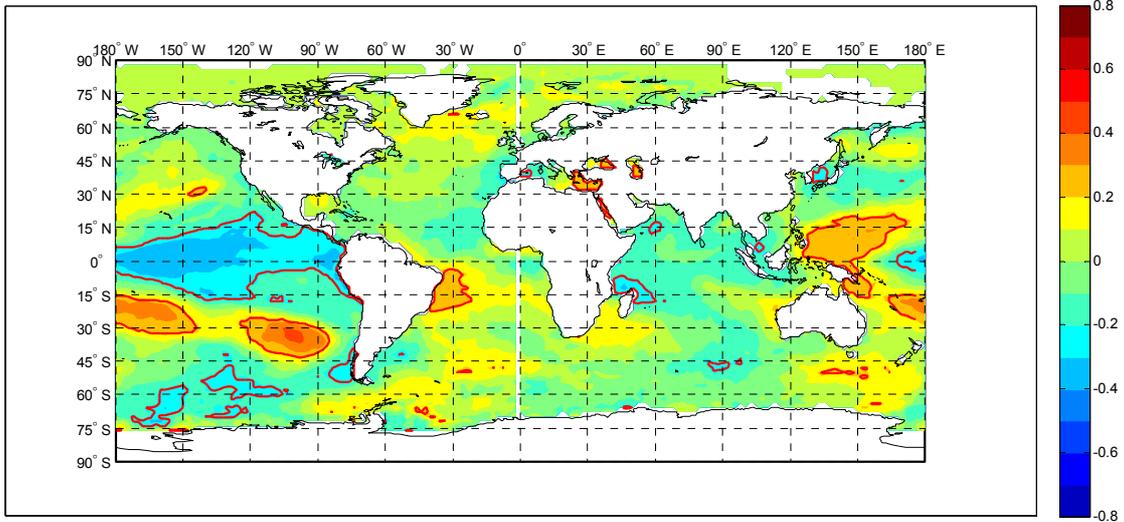
Correlación de Kendall SPI Enero vs Temperatura Superficie del Mar Lag:-3



Correlación de Kendall SPI Febrero vs Temperatura Superficie del Mar Lag:0

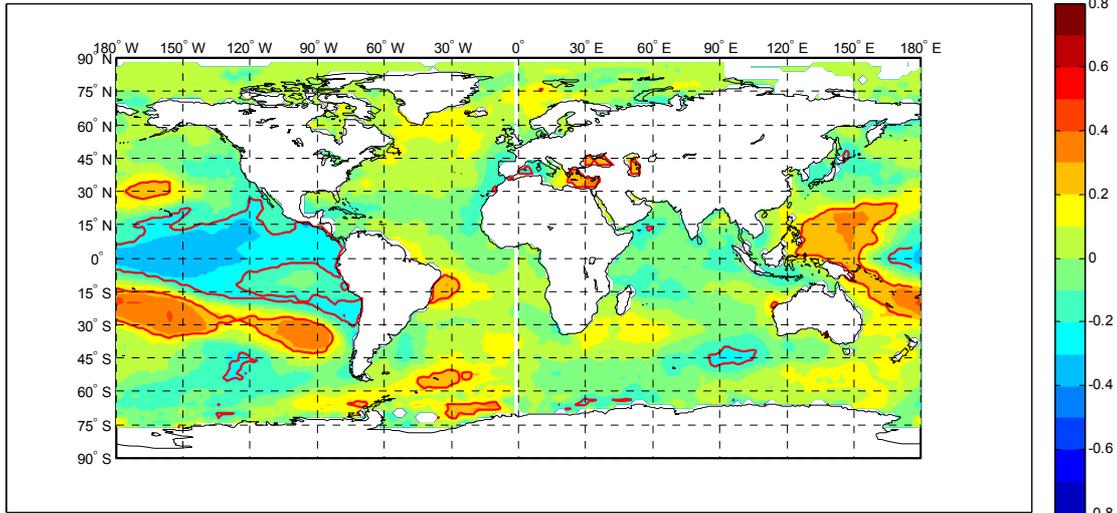


Correlación de Kendall SPI Febrero vs Temperatura Superficie del Mar Lag:-1

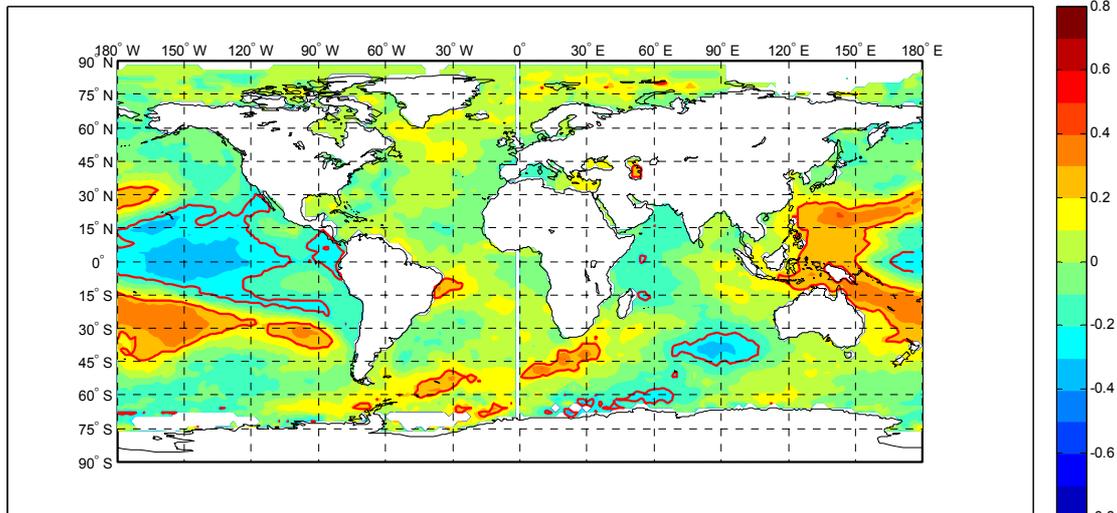


“Influencia de variables macroclimáticas en la sequía meteorológica en el Sur del Perú”

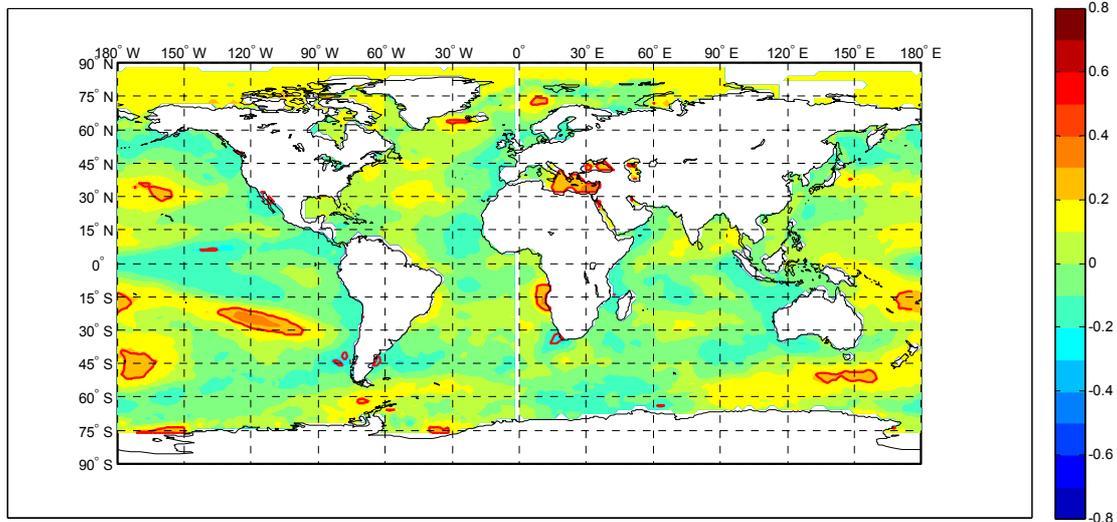
Correlación de Kendall SPI Febrero vs Temperatura Superficie del Mar Lag:-2



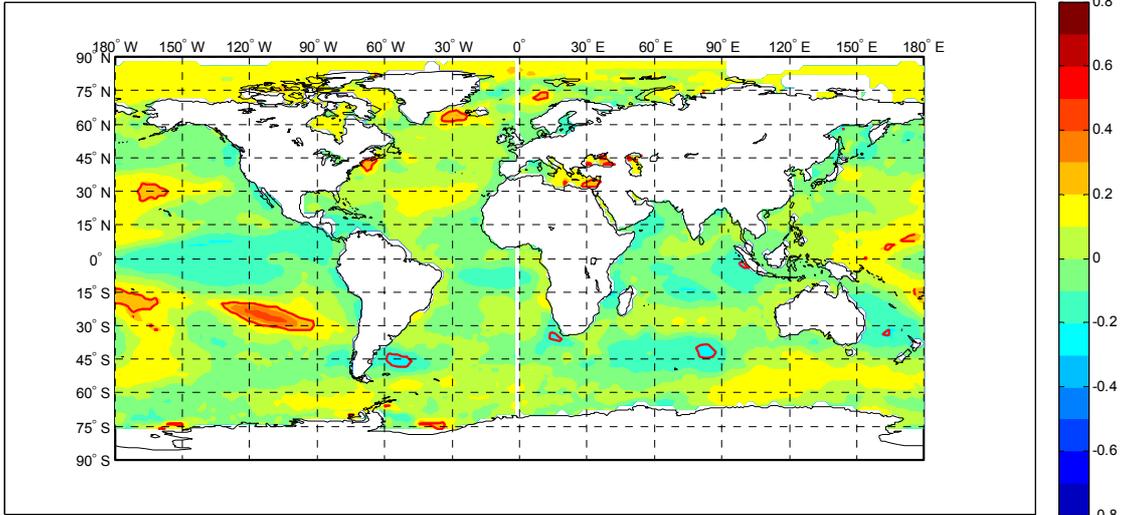
Correlación de Kendall SPI Febrero vs Temperatura Superficie del Mar Lag:-3



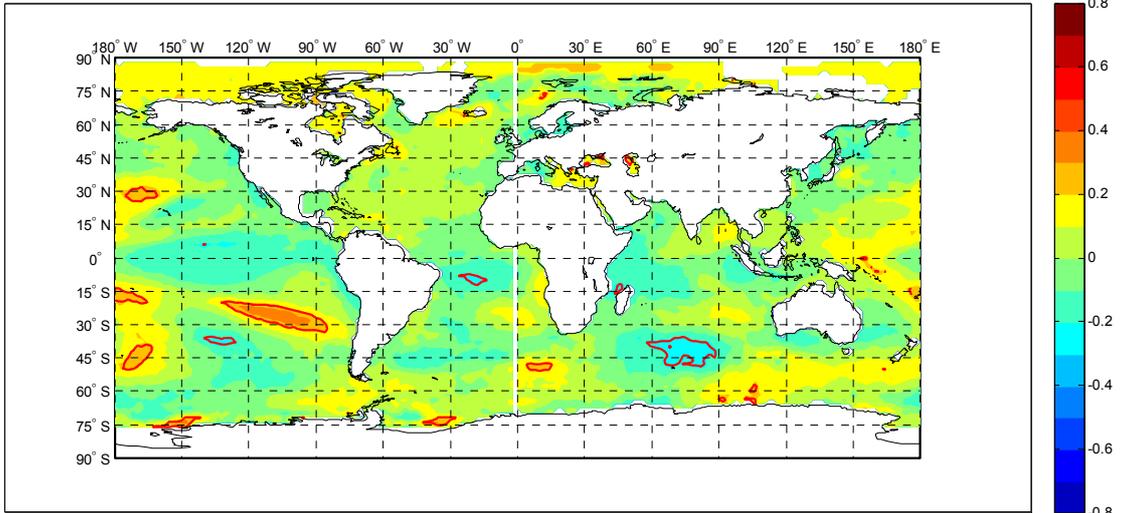
Correlación de Kendall SPI Marzo vs Temperatura Superficie del Mar Lag:0



Correlación de Kendall SPI Marzo vs Temperatura Superficie del Mar Lag:-1



Correlación de Kendall SPI Marzo vs Temperatura Superficie del Mar Lag:-2



Correlación de Kendall SPI Marzo vs Temperatura Superficie del Mar Lag:-3

