

## PATRÓN OCEÁNICO-ATMOSFÉRICO DE MACROESCALA ASOCIADO A LAS SEQUÍAS METEOROLÓGICAS EXTREMAS EN LA SIERRA SUR DEL PERÚ

### OCEAN-ATMOSPHERIC MACRO-SCALE PATTERN ASSOCIATED WITH EXTREME DROUGHTS IN THE SOUTHERN HIGHLANDS OF PERU

Sheylla Sulca<sup>1,2</sup>, Victoria Calle<sup>3</sup> y Delia Acuña<sup>1</sup>

#### Resumen

En la presente investigación se estudiaron los mecanismos oceánico-atmosféricos de macroescala que están asociados a las sequías meteorológicas extremas durante el verano austral (enero-marzo) en la sierra sur del Perú (SSP). Para esto se calculó la anomalía estandarizada de precipitación en base a información de estaciones meteorológicas convencionales del SENAMHI, información climática atmosférica del ERA5 e información oceánica de la temperatura superficial del mar del ERSST en el periodo 1980 – 2019. Los eventos extremadamente secos en la SSP fueron identificados durante los veranos de los años 1983, 1990 y 1992 con un déficit superior al 46% del promedio normal, en donde el patrón oceánico-atmosférico está asociado a un incremento anómalo de la TSM en el Océano Pacífico centro-oriental de hasta +3 °C, propiciando la intensificación de vientos del Oeste en la tropósfera baja (850 hPa) y el establecimiento de un dipolo de dos circulaciones anticiclónicas sobre el Pacífico ecuatorial central en 200 hPa; mientras que, sobre los niveles medios (500 hPa) se observó la presencia de una dorsal configurada sobre la SSP. La circulación de Walker presentó condiciones anómalas, lo que generó una ramificación subsidente sobre la cuenca Amazónica y el océano Atlántico tropical, mientras que la circulación de Hadley también se vio alterada, generando un ramal subsidente desde los 20° S hasta los 40° S; es decir, diez grados más al norte de su posición climatológica.

**Palabras clave:** sequías meteorológicas, patrones oceánico-atmosféricos, teleconexiones, sierra sur del Perú.

#### Abstract

In this research, the macroscale ocean-atmospheric mechanisms associated with extreme meteorological droughts during the austral summer (january-march) in the southern highlands of Peru (SSP) were studied. For this, the standardized precipitation anomaly was calculated based on information from conventional weather stations of SENAMHI, atmospheric climate information from ERA5 and oceanic information of sea surface temperature from ERSST in the period 1980 - 2019. The extremely dry events in the SSP were identified in the summers of the years 1983, 1990 and 1992 with a deficit or more than 46% of the normal average, where the oceanic-atmospheric pattern is associated with an anomalous increase of SST in the central-eastern Pacific Ocean of up to +3 °C, favoring the intensification of westerly winds in the lower troposphere (850 hPa) and the establishment of a dipole of two anticyclonic circulations over the central equatorial Pacific at 200 hPa, while, over the medium levels (500 hPa) the presence of a ridge configured over the SSP was observed. In the same way, the modification of the structure of the Walker circulation generated a subsident branch over the Amazon basin and the tropical Atlantic Ocean, while the Hadley circulation presented a descendent structure between 20° S - 40° S, ten degrees further north of its climatic position.

**Key words:** meteorological droughts, oceanic-atmospheric patterns, teleconnections, southern highlands of Peru.

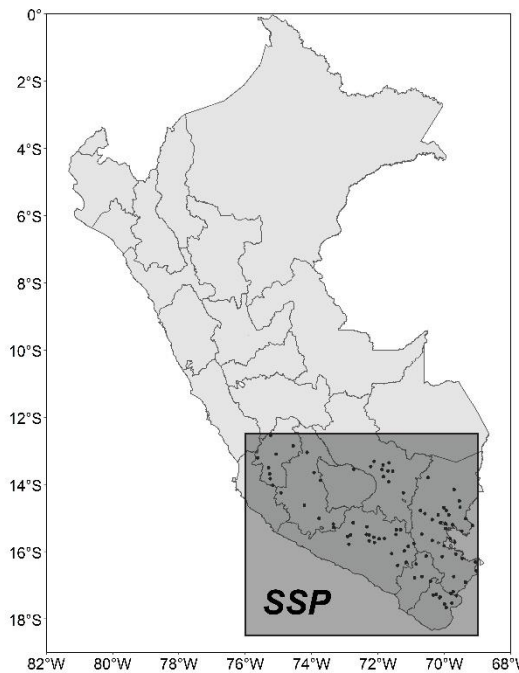
#### Introducción

De acuerdo con estudios del análisis de riesgos ante sequías de INDECI (2014), las sequías en la sierra sur del Perú (SSP), que comprende los departamentos de Cusco, Puno, Arequipa, Apurímac, Moquegua y Tacna han sido recurrentes y en algunas ocasiones, se han extendido hacia los departamentos de Ayacucho y Huancavelica. Estas se han caracterizado por afectar directamente a los cultivos agrícolas bajo secano, causando pérdidas de distintos ganados, recursos naturales y ecosistemas, lo que puede conducir a

escenarios irreversibles de desertificación a través de un desequilibrio hídrico que afecta los sistemas de producción de recursos de tierras (MINAM, 2011).

Según McPhaden (2002), son diversos los factores que afectan la variabilidad climática en las zonas montañosas de Sudamérica, como la sierra sur del Perú, siendo la que presenta el modo de variabilidad interanual más pronunciado del mundo conocido como El Niño-Oscilación del Sur (ENOS), el que genera teleconexiones con diversos efectos como

precipitaciones intensas en desiertos, o sequías en zonas típicamente muy húmedas y lluviosas.



**Figura 1.** Ubicación de las estaciones meteorológicas analizadas en la investigación.

Asimismo, para Vuille & Keimig (2004), en los Andes Centrales de Sudamérica, más del 80% de la precipitación anual total ocurre durante el verano austral y es atribuido a la existencia de sistemas atmosféricos que, durante la época de verano, interactúan para brindar las condiciones necesarias que permiten la ocurrencia de intensas precipitaciones (Garreaud & Aceituno, 2001). El enfriamiento anómalo de los sectores central y oriental del Océano Pacífico tropical (evento La Niña) está relacionado con los veranos húmedos, los cuales están asociados al flujo débil del Oeste en niveles altos de la tropósfera lo que facilita la entrada del flujo húmedo del Este, permitiendo el transporte de masas de aire húmedo de la cuenca amazónica. Por el contrario, los veranos secos están asociados a eventos El Niño en el Pacífico tropical, y se caracterizan por el predominio de los flujos del Oeste y el bloqueo concurrente de la penetración de aire húmedo desde el Este (Vuille, 1999; Garreaud *et al.* 2003).

En tal sentido, con la finalidad de conocer aún más el impacto de la variabilidad climática sobre el comportamiento de la precipitación, en la presente investigación se estudiaron los mecanismos oceánico-atmosféricos de macroescala asociados a las sequías meteorológicas extremas durante el verano austral (enero-marzo) en la sierra sur del Perú (SSP).

## Materiales y métodos

### Datos

Se recogieron datos diarios de precipitación de 93 estaciones meteorológicas convencionales del SENAMHI (Figura 1) durante los meses de enero a marzo (EFM), desde el año 1980 al 2019, dado que corresponde a la temporada de máximas precipitaciones, según el análisis de las series climáticas. Cabe señalar que dicha información supera el 80% de los datos disponibles de la red observacional de estaciones meteorológicas convencionales del SENAMHI con control de calidad. Las variables atmosféricas fueron extraídas del ERA5 (ECMWF Reanalysis v5), desarrollado por el Centro Europeo para Pronósticos Meteorológicos de Mediano Plazo (ECMWF, por sus siglas en inglés) en conjunto con el Servicio de Cambio Climático de Copérnico (C3S, por sus siglas en inglés) con una resolución espacial de 0.25° x 0.25° dentro de los 89.785° N – 89.785° S y 0.0° E - 360.0° E (Tabla 1). La información oceánica fue extraída de la Administración Nacional Oceánica y Atmosférica (NOAA, por sus siglas en inglés) del conjunto de datos reconstruido denominado ERSST (Temperatura Superficial del Mar Reconstruida Extendida) versión 5 a nivel global (88° N - 88° S, 0° E - 358° E) con una resolución espacial de 2° x 2° (Huang *et al.*, 2017).

**Tabla 1.** Información de variables climáticas utilizadas en la investigación.

VARIABLE	DENOMINACIÓN	UNIDADES	NIVELES
Velocidad del viento zonal	u	m/s	850, 500 y 200 hPa
Velocidad del viento meridional	v	m/s	850, 500 y 200 hPa
Altura geopotencial	AGP	m	850, 500 y 200 hPa
Velocidad vertical	w	Pa/s	1000, 900, 850, 800, 700, 600, 500, 400, 300, 250, 200 hPa
Precipitación	pp	m	Superficie
Flujo neto de radiación en onda larga promedio en el tope de la atmósfera	FOL	W/ m <sup>2</sup>	Integrada en toda la columna atmosférica

### Metodología

La metodología de la investigación se ha dividido en dos partes sustanciales. En la primera, se precisan los años de ocurrencia de sequías meteorológicas extremas, mientras que en la segunda se abordan las bases meteorológicas de su ocurrencia (Figura 2).

En la primera parte se realizaron cálculos de los acumulados trimestrales EFM y de las climatologías (1981-2010) para cada estación meteorológica. La detección de sequías meteorológicas extremas se basó en la metodología estudiada por Junker *et al.* (2008) y Coelho *et al.* (2016), quienes hicieron uso del método de estandarización de precipitaciones según la Fórmula propuesta por Wilks (2006). De acuerdo con Chanda & Maity (2015), el conocimiento de la climatología es muy importante para identificar sequías meteorológicas en regiones que tienen un patrón de lluvias periódico y estacional como la SSP, en ese sentido, las anomalías estandarizadas de precipitación son más hábiles en diferenciar los periodos de déficit o exceso de precipitación a diferencia de otras técnicas paramétricas como el SPI (standardized precipitation index).

$$Z = \frac{X'}{S_X}$$

**Fórmula 1.** Anomalía estandarizada (Z).

Donde:

Z: anomalía estandarizada de la serie de datos;

X': anomalía de la serie de datos;

S<sub>X</sub>: desviación estándar de la serie de datos.

Asimismo, se recogió el criterio empleado por Feng *et al.* (2014) para separar los casos extremos de toda la data aplicando la desviación estándar como un umbral estadístico (mayor a 1 equivale a un evento extremo). El resultado del cálculo de la anomalía estandarizada de precipitación en la SSP dio un único valor representativo en cada verano austral desde 1980 al 2019, a esta serie cuantificada se le denominó Índice de la SSP.

Finalmente, para evaluar el patrón oceánico-atmosférico asociado, se utilizó el método de compuestos o “composites” en términos de anomalías de la temperatura superficial del mar (TSM) y otras variables de ERA5 que, de acuerdo con el Instituto Internacional de Investigación para el Clima y Sociedad (IRI, por sus siglas en inglés), los compuestos pueden entenderse como una “climatología selectiva”, ya que es el promedio de una variable tomada en períodos de tiempo especialmente seleccionados con una característica común, la cual puede ser bastante útil para explorar los impactos de macroescala y teleconexiones a partir de un conjunto de datos meteorológicos y otras métricas, como la significancia estadística (IRI, 2022). Adicionalmente, se revisaron cortes transversales zonales y meridionales en la región

de estudio para analizar el comportamiento de las teleconexiones vía la circulación de Walker y Hadley, respectivamente.

### Resultados

El Índice de la SSP (Figura 3) permitió identificar que, en los años 1983, 1990 y 1992 se presentaron sequías meteorológicas extremas en la SSP que, en concordancia con estudios como los del SENAMHI (2019), se ubica dentro de los años más secos a nivel nacional.

La Figura 3 también indica que a lo largo de los últimos 40 años se ha evidenciado un mayor porcentaje de veranos con sequías meteorológicas, siendo un total de 21 años secos frente a 19 húmedos, los que representan el 53% y 47% de los casos respectivamente, confirmando la recurrencia de estos eventos en la sierra sur del Perú informado previamente por INDECI (2014).

En la Figura 4 se evidencia que, en promedio, durante los años extremadamente secos en la SSP la TSM mantuvo condiciones anómalamente cálidas de hasta 3 °C en la región central del Océano Pacífico y frente a la costa norte-centro del Perú. De acuerdo con Takahashi *et al.* (2011), los eventos de 1982-83 y 1997-98 comenzaron con valores positivos del índice C y luego evolucionaron fuertemente hacia valores positivos del índice E, lo que pone en evidencia la particularidad de cada uno de los eventos extraordinarios, pero que comparten características similares oceánicas, como el sobrecalentamiento entre 1 °C y 2 °C sobre el área de 40° S - 70° S con 160° O - 110° O. En contraste, otras regiones del Océano Pacífico mostraron anomalías negativas o condiciones más frías en la superficie del mar como la porción ubicada sobre el Océano Pacífico norte en dirección noreste y el área cercana a la Zona de Convergencia del Pacífico Sur (ZCPS), las cuales forman una “v” recostada con anomalías negativas de hasta -2 °C; también, se reflejaron anomalías negativas de TSM entre los 25° S - 30° S con 60° E - 100° E.

Respecto a las condiciones anómalas de presiones en la tropósfera baja, se evidenciaron fuertes gradientes de altura geopotencial en latitudes altas y medias de los hemisferios sur y norte. Alrededor de 55° S y 170° O se aprecia el posicionamiento de un sistema anómalo de geopotencial negativo, asociado a bajas presiones en superficie y con un centro ubicado al Este de otro sistema con valores de anomalía de geopotencial positivos, asociados a un sistema de altas presiones con centro en 65° S y 110° O (Figura 4 en contornos).

En la Figura 5, se observa que el patrón de mayor salida de radiación en onda larga (menores valores de FOL: Flujo neto de radiación en onda larga promedio en el tope de la atmósfera) está ubicado sobre gran parte de la sierra del Perú, favoreciendo la sequedad sobre el área de estudio. Esta condición anómala es también observada en la región enmarcada de 10° N - 20° S con

80° E - 160° E, mientras que otra área similar está ubicada cerca de la ZCPS; asimismo, anomalías negativas del FOL, se evidenciaron en menor grado sobre el Ecuador, de los 40° O y 20° E y en el Pacífico norte (140° O).

En tanto, se encontró que en las anomalías de altura geopotencial (AGP), a 200 hPa, existe un patrón de dipolo centrado en el Océano Pacífico central con anomalías positivas de geopotencial. Hacia el sur, se observa un sistema continuo, alternado de altas y bajas anomalías de altura geopotencial, el cual inicia desde los 30° S con 100° E, se divide en dos centros de anomalías positivas con centros en 60° S con 120° E y 40° S con 170° E, para continuar con anomalías negativas por los 50° S con 170° O contrastando con el centro positivo ubicado sobre 60° S con 120° O y, finalmente, posicionándose con anomalías negativas sobre 30° S con 80° O. Sin embargo, también es posible evidenciar que hacia el Atlántico esta estructura también muestra centros anómalos positivos en 40° S con 40° O (Figura 5 en contornos).

En la Figura 6 se muestran las anomalías en la circulación del viento en los niveles altos, medios y bajos de la tropósfera. En 850 hPa (Figura 6c) se evidencia el fortalecimiento de los vientos del Oeste y debilitamiento anómalo de los vientos alisios del sureste, el cual arrastra el calentamiento del Este de Australia hacia la región central del Océano Pacífico ecuatorial. Se caracterizó por presentar anomalías de hasta 12 m/s.

Es preciso considerar que en 200 hPa (Figura 6a) se observó un dipolo de dos sistemas anticiclónicos ubicados en el Océano Pacífico ecuatorial central. Este patrón anómalo está de acuerdo con el modelo idealizado por Gill (1980), donde además es evidente una desconfiguración de la Alta de Bolivia sobre Sudamérica. Asimismo, se presentó un intenso pulso de vientos anómalos del Oeste favorecido por este sistema de anticiclones que es apoyado por una circulación ciclónica al suroeste del Perú, el que alcanzó anomalías superiores a 14 m/s. La configuración presentada jugó un rol dominante en el bloqueo de humedad desde las cuencas amazónica y atlántica.

En 500 hPa (Figura 6b), sobre el área de estudio, se observó la presencia de una dorsal configurada sobre la SSP que ha sido replegada por el sistema de baja presión mencionado, y de acuerdo con Garreaud (2000), influyendo en la deficiencia de precipitaciones en los Andes.

Finalmente, las condiciones atmosféricas en respuesta a cambios en la superficie del Océano Pacífico ecuatorial central-oriental favoreció la deficiencia de precipitación muy marcada en la SSP como se verifica en la Figura 7.

En la Figura 8 se muestra el desplazamiento de las zonas ascendentes y descendentes del viento vertical, modificando la estructura de la circulación de Walker entre los 5° N - 5° S. El compuesto de las anomalías de

la velocidad vertical y el viento zonal da cuenta de la presencia de un máximo de movimiento ascendente en el Océano Pacífico ecuatorial central (170° E y 110° O), lo que es favorable para la convección y formación de nubosidad de gran desarrollo vertical. Esta condición guarda relación con lo evidenciado en la Figura 4 en la franja tropical, alcanzando anomalías positivas de altura geopotencial sobre el Pacífico central y negativas sobre los ramales de subsidencia en Indonesia y Perú.

Esta intensa actividad generó a su vez dos zonas anómalas de fuerte movimiento vertical descendente con máximos entre 80° E - 160° E y sobre 70° O - 40° O, las cuales están asociadas a condiciones secas y de subsidencia, suprimiendo la actividad convectiva. Respecto al resto de regiones, las anomalías evidencian valores débiles —próximos a cero— de la velocidad vertical y de los vectores de viento zonal divergente. El ramal descendente sobre Indonesia muestra un importante intercambio zonal anómalo desde los 160° E hasta 180°, mientras que en el lado Sudamericano y Caribe, el flujo es débil pero consistente con el ramal de ascenso sobre la región central-oriental del Océano Pacífico (60° O - 80° O).

La respuesta extratropical fue analizada mediante la estructura de la circulación de Hadley y Ferrel. En la Figura 9 se muestra un promedio de la velocidad del viento vertical y el viento meridional entre 120° O y 170° O que coincide con el área central del Océano Pacífico en donde se observaron notables cambios en la circulación. Lo que destaca en esta zona es la subsidencia anómala generada entre los 20° S y 40° S que, a diferencia del hemisferio norte, la celda de Hadley tiene una circulación más marcada.

A partir de todo el conjunto de resultados, se estableció un modelo conceptual de la ocurrencia de sequías meteorológicas en la SSP ocurridas, en promedio, en los años 1983, 1990 y 1992 durante el verano austral (EFM), el cual se propone en la Figura 10. Esta información es determinante en el monitoreo de sequías y pronósticos, que son insumo en los sistemas de alerta temprana en la región. Bajo un contexto de altas emisiones a futuro, es necesario continuar generando información sobre posibles patrones, impactos y teleconexiones asociados a las sequías meteorológicas en la SSP para una mejor y continua adaptación al cambio climático y una adecuada gestión de los riesgos climáticos.

## Conclusiones

### Identificación de sequías meteorológicas en la SSP

Mediante el cálculo de la anomalía estandarizada de precipitación se determinó que los eventos extremadamente secos en la SSP (con deficiencias mayores o iguales al 46% del acumulado normal) se presentaron en el verano austral (enero-marzo) de los años 1983, 1990 y 1992.

Dentro del periodo 1980-2019, se han presentado mayor cantidad de veranos con sequías meteorológicas;

sin embargo, en la última década, predominaron los eventos húmedos en un 70%.

Variables oceano-atmosféricas en superficie relacionadas a las sequías meteorológicas en la SPP

Se asocia a una configuración de anomalías positivas de TSM de hasta +3 °C localizada en la región central del Océano Pacífico y frente a la costa norte-central del Perú (cerca al área Niño 1+2). También se presenta un patrón de enfriamiento sobre el Océano Pacífico norte en dirección noreste, así como en el área cercana a la Zona de Convergencia del Pacífico Sur con anomalías negativas de hasta -2°C.

El patrón de circulación de vientos en 850 hPa, como respuesta a estos mecanismos de teleconexión, se caracterizó por un pulso intenso de vientos anómalos del Oeste que debilitó los vientos alisios del sureste.

Circulación atmosférica en tropósfera media y alta relacionadas a las sequías meteorológicas en la SPP

En los niveles medios (500 hPa) se evidenció un flujo zonal anómalo de vientos del Oeste y una dorsal configurada sobre la SSP.

En la tropósfera alta (200 hPa) se estableció un marcado dipolo de dos circulaciones anticiclónicas sobre el Océano Pacífico ecuatorial central que favoreció el ingreso de vientos anómalos superiores 14 m/s.

Circulación de Walker y Hadley durante las sequías meteorológicas en la SPP

La estructura vertical de la tropósfera evidenció una doble ramificación de la celda de Walker, generando dos celdas anómalas subsidentes sobre Oceanía y Perú, mientras que la actividad convectiva de movimientos ascendentes se situó sobre el Océano Pacífico central (170°E - 110°O).

El transporte meridional también contribuyó en la marcada subsidencia sobre la SSP, los movimientos descendentes se enmarcaron entre los 20°S y 40°S, y los ascendentes sobre 0° S - 10° S.

**Agradecimientos**

El presente trabajo de investigación agradece la colaboración del Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología del Perú (SENAMHI) y los aportes de los docentes Eusebio Cisneros, Franklin Unsihuay, Armando Aramayo, Alexis Ibañez y Dante Castro de la Facultad de Ciencias de la Universidad Nacional Agraria La Molina.

**Literatura citada**

Chanda K. & Maity R. 2015. Meteorological drought quantification with standardized precipitation anomaly index for the regions with strongly seasonal and periodic precipitation. *Journal of Hydrologic Engineering*, 20(12): 06015007.  
DOI: 10.1061/(ASCE)HE.1943-5584.0001236.

Coelho C.A.S., Prestrelo C., Ambrizzi T., Simões M., Bertoletti C., Pereira J.L., Nóbile A.C., Pampuch L.A., de Souza M., Mosso L.M., Da Rocha R.P. & Rehbein A. 2016. The 2014 southeast Brazil austral summer drought: regional scale mechanisms and teleconnections. *Climate Dynamics*, 46: 3737-3752.  
DOI: 10.1007/s00382-015-2800-1.

Feng L., Tim L. & Weidong Y. 2014. Cause of severe droughts in Southwest China during 1951–2010. *Climate Dynamics*, 43: 2033-2042.  
DOI: 10.1007/s00382-013-2026-z.

Garreaud R. & Aceituno P. 2001. Interannual Rainfall Variability over the South American Altiplano. *Journal of Climate*, 14(12): 2779-2789.  
[https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2001\)014%3C2779:IRVOTS%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2001)014%3C2779:IRVOTS%3E2.0.CO;2).

Garreaud R. 2000. Intraseasonal variability of moisture and rainfall over the South American Altiplano. *Monthly Weather Review*, 128(9): 3337-3346.  
[https://doi.org/10.1175/1520-0493\(2000\)128<3337:IVOMAR>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(2000)128<3337:IVOMAR>2.0.CO;2).

Garreaud R., Vuille M. & Clement A. 2003. The climate of the Altiplano: observed current conditions and mechanisms of past changes. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 194(1-3): 5-22.  
[https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(03\)00269-4](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(03)00269-4).

Gill A.E. 1980. Some simple solutions for heat induced tropical circulation. *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, 106(449): 447-462. <https://doi.org/10.1002/qj.49710644905>.

Huang B., Thorne P.W., Banzon V.F., Boyer T., Chepurin G., Lawrimore J.H., Menne M.J., Smith T.M., Vose R.S. & Zhang H.M. 2017. NOAA Extended Reconstructed Sea Surface Temperature (ERSST), Version 5. NOAA - National Centers for Environmental Information. DOI: 10.7289/V5T72FNM.

INDECI. 2014. Boletín Estadístico Virtual de la Gestión Reactiva del INDECI. Número 01 – Año 1, | DIC. INDECI (Instituto Nacional de Defensa Civil). Perú. <https://www.indeci.gob.pe/wp-content/uploads/2019/01/201708041005051.pdf>.

IRI. 2022. Tutorial de estadísticas en climatología y anomalías estandarizadas. IRI (International Research Institute / Columbia Climate School / Columbia University). Consultado el 29 de mayo de 2022 de: <http://iridl.ldeo.columbia.edu/doehelp/StatTutorial/Climatologies/index.html#Comp>.

Junker N.W., Grumm R.H., Hart R., Bosart L.F., Bell K.M. & Pereira F.J. 2008. Use of Normalized Anomaly Fields to Anticipate Extreme Rainfall in the Mountains of Northern California. *Weather and Forecasting*, 23(3): 336-356. <https://doi.org/10.1175/2007WAF2007013.1>.

MINAM. 2011. La desertificación en el Perú: Cuarta Comunicación Nacional del Perú a la Convención de Lucha contra la Desertificación y la Sequía. Primera edición: junio 2011. Fondo Editorial del MINAM (Ministerio del Ambiente). Perú. <https://repositoriodigital.minam.gob.pe/handle/123456789/200?show=full>.

McPhaden M.J. 2002. El Niño and La Niña: Causes and Global Consequences. *In: Encyclopedia of Global Environmental Change*, Vol 1. 353-370. John Wiley and Sons, LTD. Chichester, UK.

SENAMHI. 2019. Caracterización espacio temporal de la sequía en los departamentos altoandinos del Perú (1981-2018). SENAMHI (Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología). Perú.

<https://www.senamhi.gob.pe/load/file/01401SENA-78.pdf>.

Takahashi K., Montecinos A., Goubanova K. & Dewitte B. 2011. ENSO regimes: Reinterpreting the canonical and Modoki El Niño. *Geophysical Research Letters*, 38(10): L10704. DOI: 10.1029/2011GL047364

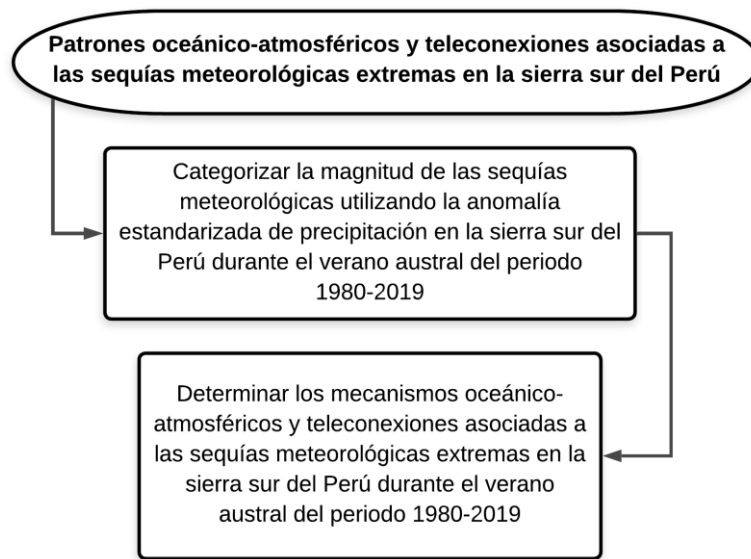
Vuille M. 1999. Atmospheric circulation over the Bolivian Altiplano during dry and wet periods and extreme phases of the Southern Oscillation. *Int. J. Climatol.*, 19(14): 1579–600.

[https://doi.org/10.1002/\(SICI\)1097-0088\(19991130\)19:14<1579::AID-JOC441>3.0.CO;2-N](https://doi.org/10.1002/(SICI)1097-0088(19991130)19:14<1579::AID-JOC441>3.0.CO;2-N).

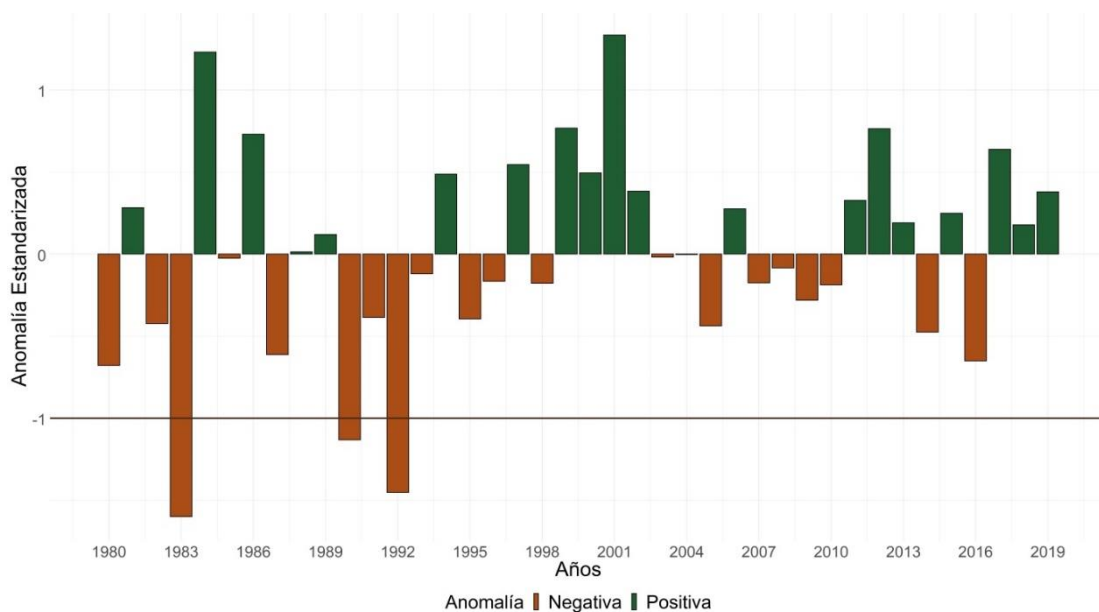
Vuille M. & Keimig F. 2004. Interannual Variability of Summertime Convective Cloudiness and Precipitation in the Central Andes Derived from ISCCP-B3 Data. *Journal of Climate*, 17(17): 3334-3348.

[https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2004\)017<3334:IVOSCC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2004)017<3334:IVOSCC>2.0.CO;2).

Wilks D.S. 2006. *Statistical Methods in the atmospheric sciences*. 47-48. Second Edition. Academic Press.

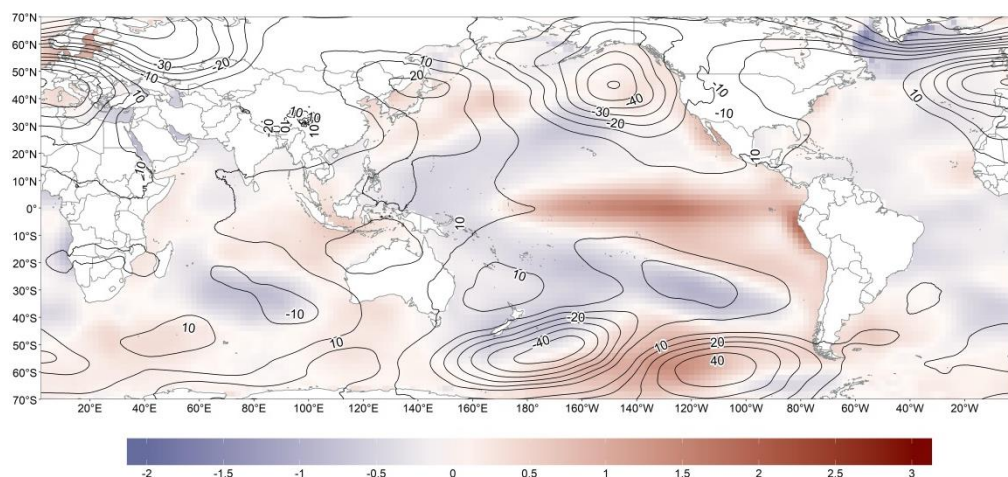


**Figura 2.** Esquema metodológico de la investigación.

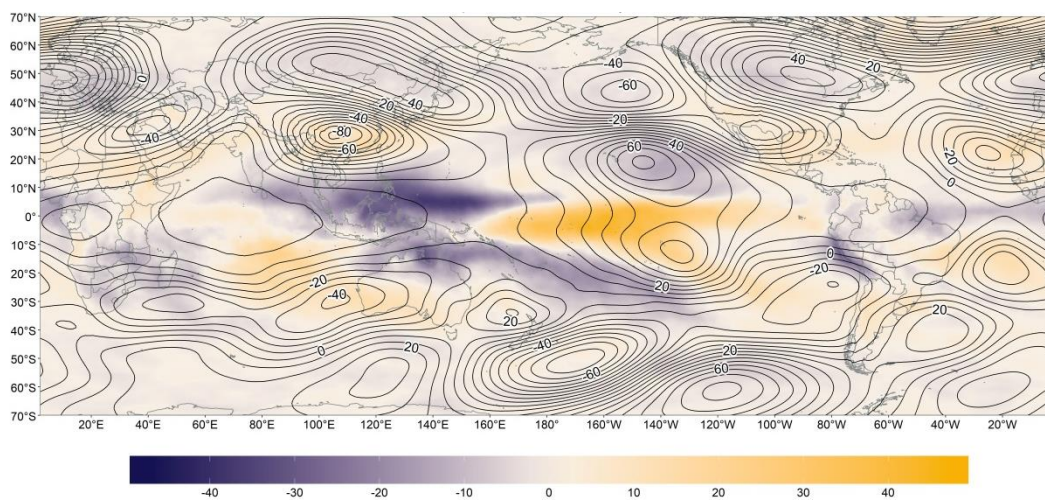


**Figura 3.** Índice de la SSP calculado a partir del promedio de las anomalías estandarizadas de precipitación de las estaciones meteorológicas ubicadas en la SSP.

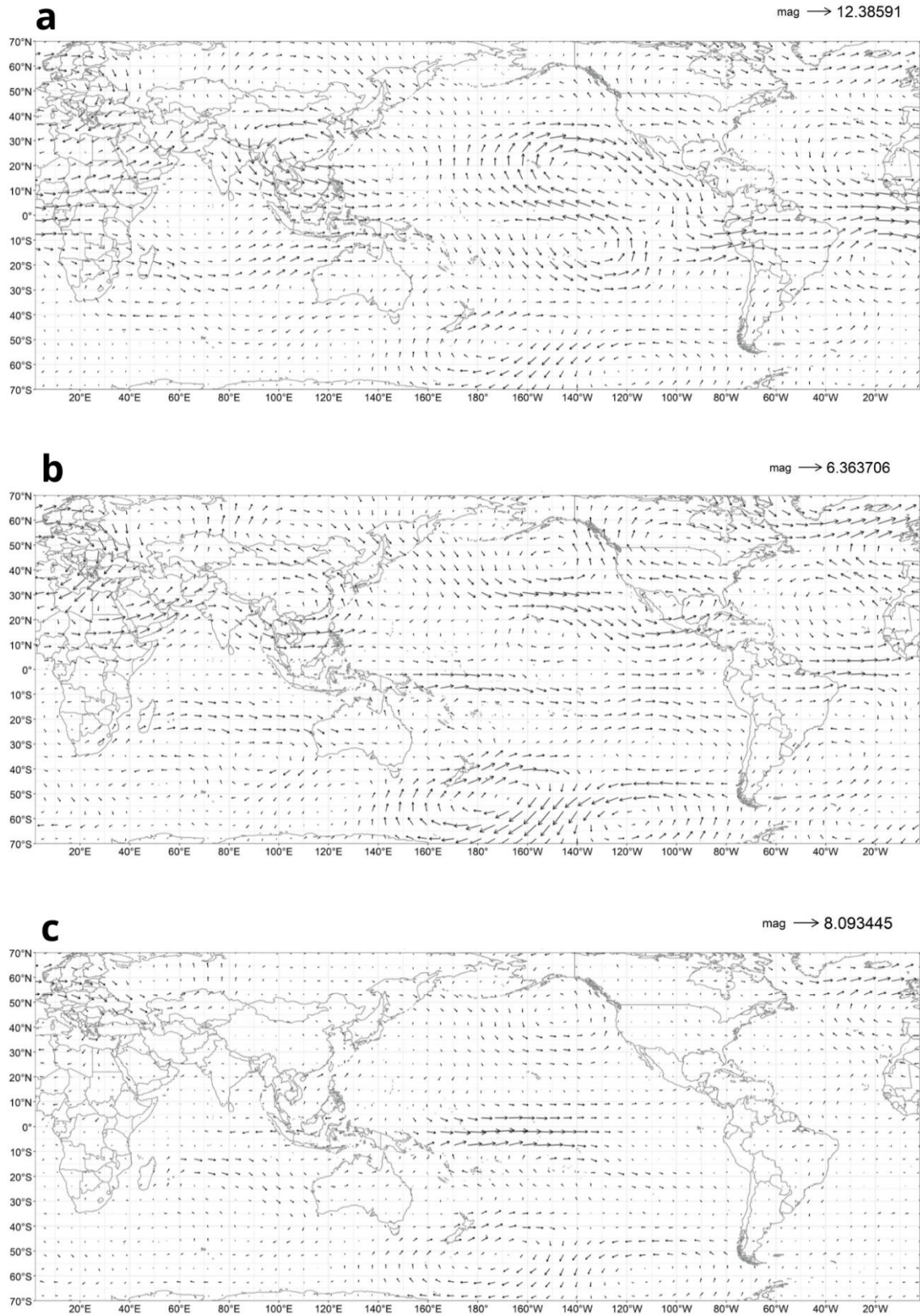




**Figura 4.** Compuesto de anomalías de la temperatura superficial del mar (sombreado en escala de °C) y altura geopotencial (contornos en metros) en 850 hPa, durante el verano austral de 1983, 1990 y 1992.

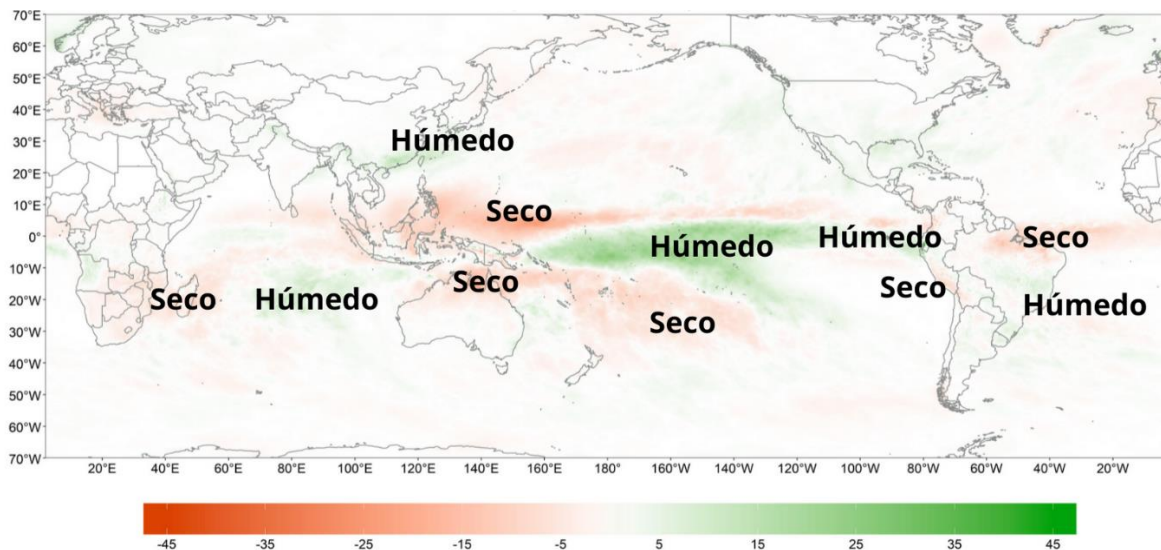


**Figura 5.** Compuesto de anomalías del flujo neto de radiación en onda larga promedio en el tope de la atmósfera (sombreado en escala de watt por metro cuadrado) y altura geopotencial (contornos en metros) en 200 hPa, durante el verano austral de 1983, 1990 y 1992.

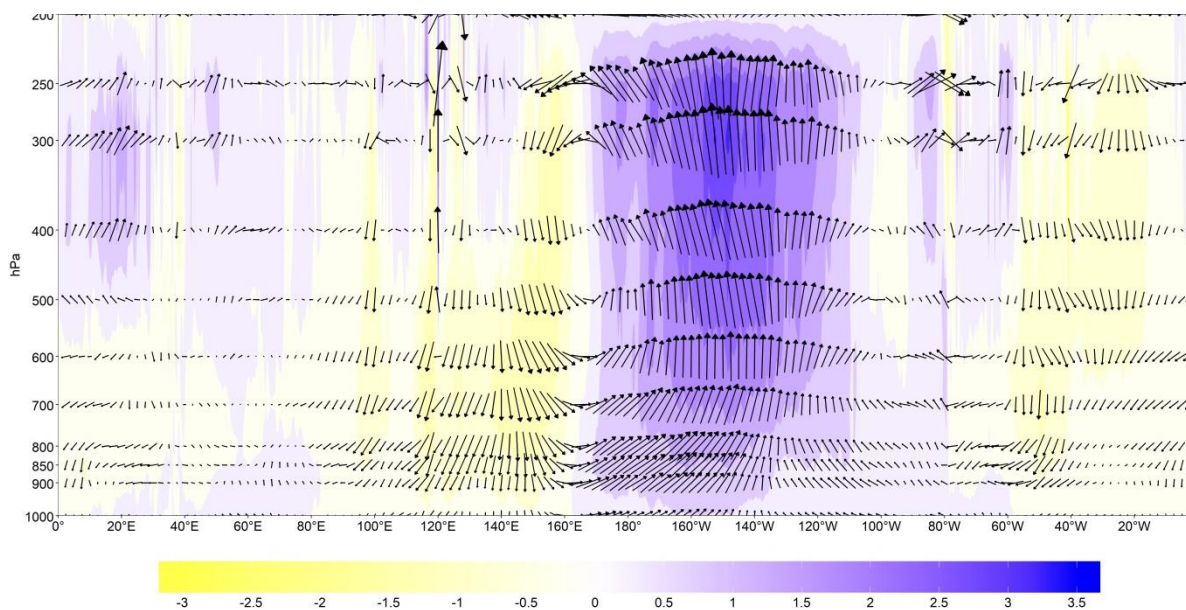


**Figura 6.** Compuesto de anomalías del flujo de viento en unidades de metros por segundo durante el verano austral de 1983, 1990 y 1992 en (a) 200 hPa, (b) 500 hPa y (c) 850 hPa.

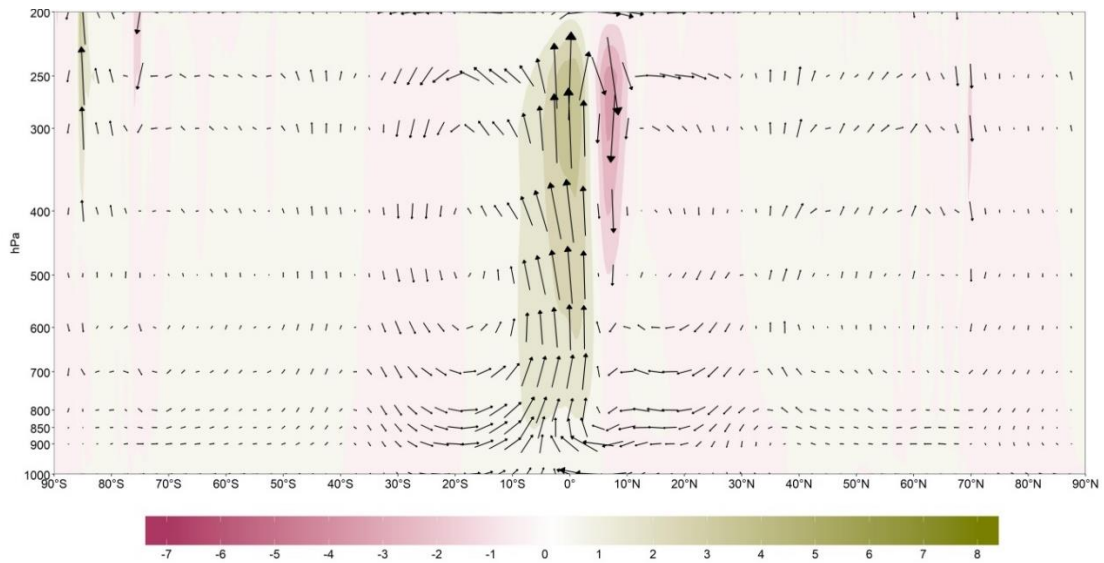




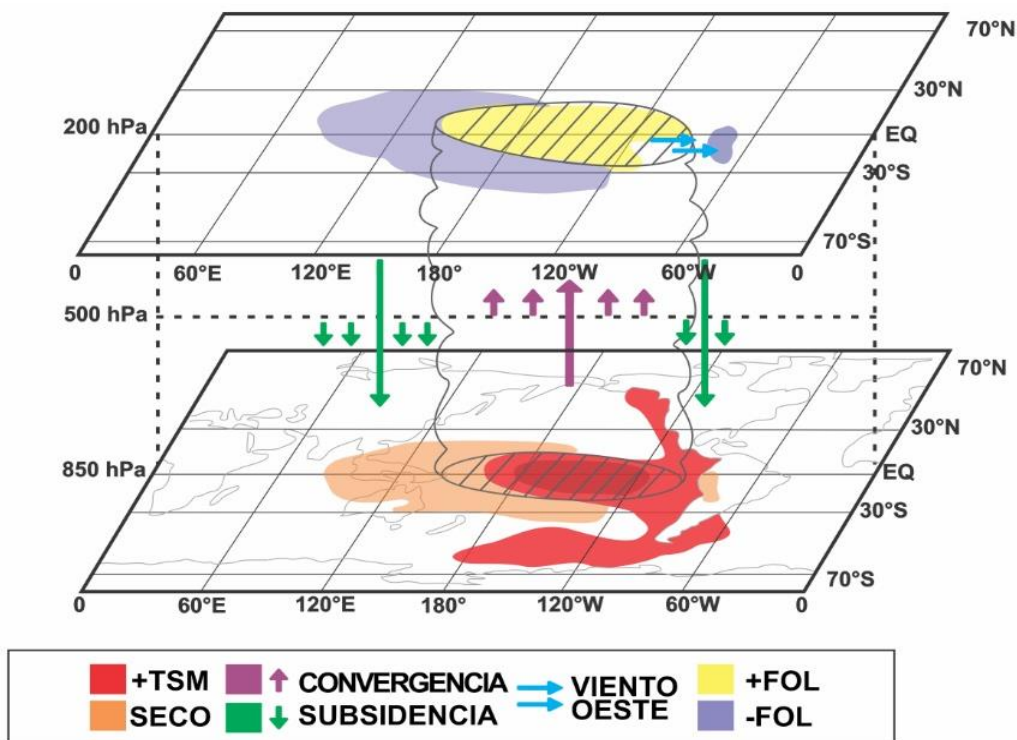
**Figura 7.** Compuesto de anomalías de la precipitación acumulada en escala de milímetros durante el verano austral de 1983, 1990 y 1992.



**Figura 8.** Circulación anómala de Walker promedio entre 5° N – 5° S: compuesto de anomalías de la velocidad vertical (milímetros por segundo; sombreado) y viento zonal divergente (metros por segundo; en vectores) durante el verano austral de 1983, 1990 y 1992.



**Figura 9.** Circulación anómala de Hadley promedio entre 120° O - 170° O: compuesto de anomalías de la velocidad vertical (milímetros por segundo; sombreado) y viento meridional divergente (metros por segundo; en vectores) durante el verano austral de 1983, 1990 y 1992.



**Figura 10.** Esquema del patrón oceánico-atmosférico asociado a la ocurrencia de sequías meteorológicas extremas en la SSP (compuesto del verano austral de los años 1983, 1990 y 1992).

<sup>1</sup> Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología del Perú (SENAMHI). Jr. Cahuide 785, Jesús María, Lima, Perú.

<sup>2</sup> Correspondencia: bsulca@senamhi.gob.pe.

<sup>3</sup> Departamento de Física y Meteorología / Facultad de Ciencias / Universidad Nacional Agraria La Molina. Av. La Molina s/n, La Molina, Lima, Perú.