

CONOCIENDO UN POCO MÁS SOBRE EL LAGO TITICACA: ¿QUÉ PROCESOS FÍSICOS EXPLICAN LAS VARIACIONES DEL NIVEL DE SUS AGUAS EN EL TIEMPO?

Juan Sulca¹, James Apaéstegui^{1,2},
José Tacza^{3,4,5}

¹ Instituto Geofísico del Perú, Lima, Perú

² Programa de Maestría en Recursos Hídricos, Universidad Nacional Agraria La Molina, Lima, Perú

³ Institute of Geophysics, Polish Academy of Sciences, Warsaw, Poland

⁴ HUN-REN Institute of Earth Physics and Space Science, Sopron, Hungary

⁵ Center of Radio Astronomy and Astrophysics Mackenzie, Engineering School, Mackenzie Presbyterian University, São Paulo, Brazil



Juan Sulca es máster en Ciencias de la University at Albany-SUNY (New York, EE. UU.) y Físico de la Universidad Nacional Mayor de San Marcos (UNMSM, Perú). Actualmente es investigador asociado en el Instituto Geofísico del Perú (IGP). Autor de varios artículos científicos. Su investigación está centrada en los impactos de los océanos Pacífico y Atlántico en las lluvias de América del Sur a través de teleconexiones atmosféricas.

Palabras clave: Nivel de agua del Lago Titicaca (LTWL), variabilidad de frecuencias altas y bajas, regresión lineal múltiple, sistema Alta de Bolivia-Baja del noreste, Oscilación Multidecenal del Atlántico (AMO), océano Atlántico Sur

Citar como Sulca, J., Apaéstegui, J. & Tacza, J. (2024). Conociendo un poco más sobre el lago Titicaca: ¿qué procesos físicos explican las variaciones del nivel de sus aguas en el tiempo? *Boletín científico El Niño*, Instituto Geofísico del Perú, vol. 11 n.º 06, págs. 4-13.

¿Cuál es la **contribución** de esta investigación para los tomadores de decisiones?

Los resultados identifican que, más allá de los posibles efectos del cambio climático, la variabilidad del nivel de agua del lago Titicaca ocurre naturalmente a diferentes escalas de tiempo, con fluctuaciones desde anuales hasta multidecenales, incluso de más de 30 años. Los tomadores de decisiones pueden usar esta información para prever y gestionar los cultivos y los recursos hídricos en el área de influencia en Perú y Bolivia; para ello, se podrían integrar pronósticos climáticos en escalas decadales con escenarios de cambio climático en la planificación de largo plazo.

Resumen

La disponibilidad de agua del lago Titicaca es importante para los ecosistemas locales, el agua potable, la industria, la pesca, la agricultura y el turismo de Perú y Bolivia. Sin embargo, los procesos físicos de

gran escala asociados a la variabilidad del nivel del agua en el lago Titicaca (Lake Titicaca water level, LTWL) no han sido documentados. Este estudio investiga las fluctuaciones de LTWL durante el período 1921-2018 utilizando técnicas de filtros de pasa banda, baja y alta en las series mensuales de LTWL, el reanálisis

ERA-20C y la temperatura de la superficie del mar (TSM). Se construyeron modelos de regresión lineal múltiple (MLR, por sus siglas en inglés) basados en los índices TSM para identificar los modos de variabilidad de LTWL. La medición LTWL ha establecido los siguientes modos: anual (12 meses), bienal (22-28 meses), interanual (80-108 meses), decenal (12.75-14.06 años), interdecenal (24.83-26.50 años) y multidecenal (30-65 años). La variabilidad de LTWL se debe al flujo de humedad proveniente desde los niveles bajos hacia la cuenca del lago Titicaca, aunque los forzantes regionales varían según el modo temporal. La banda bienal está asociada con las anomalías de TSM sobre la parte sureste del océano Atlántico tropical que refuerzan el sistema Alta de Bolivia-Baja del noreste. El modo interanual de LTWL está asociado con las anomalías de la TSM del océano Atlántico sur, las cuales modulan la posición de la Alta de Bolivia. Según los modelos de regresión lineal múltiple (MLR), los componentes decenal e interdecenal del LTWL pueden explicarse mediante una combinación lineal de la variabilidad decenal e interdecenal de las anomalías de TSM del Pacífico y el Atlántico ($r > 0,83$, $p < 0,05$). Por el contrario, el componente multidecenal del LTWL está impulsado por el componente multidecenal de las anomalías de TSM del Atlántico norte (AMO) y de la parte sur del océano Atlántico sur.

1. Introducción

Los Andes centrales se localizan dentro de la cordillera de los Andes, entre los 10° S y 30° S, y su altura máxima media supera los 5000 m s. n. m. La lluvia en los Andes centrales se desarrolla entre diciembre y febrero, mientras que la temporada seca ocurre de junio a agosto (Garreaud et al., 2003; Imfeld et al., 2019). Los meses lluviosos de esta región son causados por el flujo del este en los niveles troposféricos altos, los cuales transportan la humedad de la Amazonía hacia los Andes centrales a través de los vientos (Garreaud et al., 2003; Vuille & Keimig, 2004). Los vientos del este sobre el Altiplano peruano, a 200 hPa, son parte del sistema Alta de Bolivia-Baja del noreste (BH-NL; Chen et al., 1999). Sin embargo, la conexión entre la precipitación y el viento zonal (oeste-este) sobre los Andes centrales, a 200 hPa, comenzó a debilitarse en la década de 2000 debido al efecto remoto de la convección profunda de la Amazonía peruana del noroeste (Segura et al., 2020). En los niveles bajos, el transporte de aire húmedo y caliente desde la Amazonía hacia latitudes medias

a lo largo de la ladera de los Andes orientales se da a través de la corriente de chorro de niveles bajos de América del Sur (SALLJ; Jones, 2019; Montini et al., 2019). Los cambios de la intensidad y la dirección de la SALLJ tienen un gran rol en los episodios de lluvias extremas y de los días secos prolongados sobre los Andes peruanos (Garreaud, 1999; Sulca et al., 2016). Por otro lado, Chen et al. (1999) reportaron que las anomalías de la TSM de la parte sureste del océano Atlántico tropical tienen una relación directa con la intensidad del sistema BH-NL.

La cuenca del lago Titicaca (LTB, por sus siglas en inglés) está ubicada en la región del Altiplano, entre Perú y Bolivia, a $68^{\circ}33'-70^{\circ}01'W$ y $15^{\circ}06'-16^{\circ}50'S$, con una altitud promedio de 3810 m s. n. m. (Figura 1a). La superficie total de LTB es de 8560 km². El lago Titicaca (~3809 m s. n. m.) es el lago navegable más alto del mundo. La disponibilidad de agua del lago Titicaca es importante para los ecosistemas locales, el agua potable y las diversas actividades económicas, como la industria, la pesca, la agricultura y el turismo (Hastenrath & Kutzbach, 1985; Chura-Cruz et al., 2013; Canedo-Rosso et al., 2016).

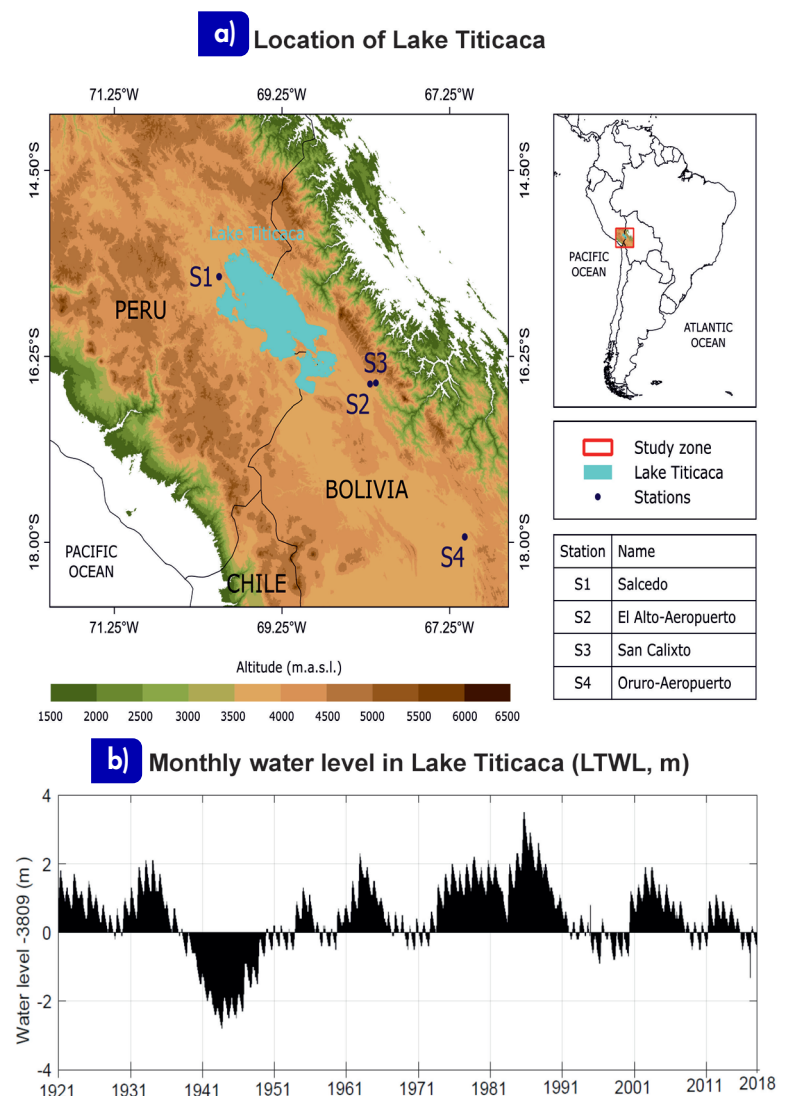


Figura 1. (a) Ubicación del lago Titicaca en América del Sur. (b) Serie temporal mensual del nivel del agua (m mes⁻¹) en el lago Titicaca. El análisis se basa en el período 1921-2018.

Lima-Quispe et al. (2021) indican que el clima explica alrededor del 80 % del nivel de agua del lago Titicaca (LTWL), mientras que el riego explica el 20 % restante. Ronchail et al. (2014) señalaron que el rango de variación extrema del LTWL, entre 1915 y 2009, fue de aproximadamente 5 m, de 3806.7 m en 1944 a 3811.6 m en 1986 (Figura 1b). Sztorch et al. (1989) documentaron que las fuertes precipitaciones de 1985/86 provocaron el nivel más alto de LTWL, lo que causó graves daños a la población local. La Figura 2 muestra que LTWL presenta una distribución anual bien definida, donde los niveles máximos (mínimos) de agua ocurren entre marzo y mayo (noviembre y enero). Además, el ciclo anual del LTWL también presenta un desfase negativo de tres meses (diciembre-enero-febrero) respecto al ciclo anual de precipitación en el Altiplano. Esto significa que no hay una relación directa entre LTWL y las precipitaciones. Por lo contrario, la variación temporal de LTWL ($dLTWL/dt$) sí tiene una relación directa con la precipitación.

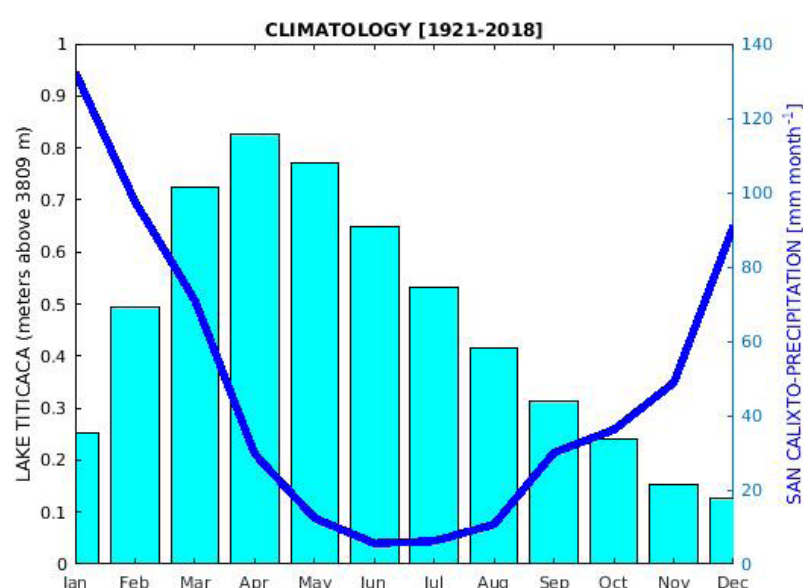


Figura 2. Climatología mensual de precipitación (en mm mes^{-1} ; línea azul) en la estación San Calixto y nivel del agua (en m mes^{-1} ; barras cian) en el lago Titicaca. La estación San Calixto cubre el periodo 1930-1990. El registro mensual del nivel del agua en el lago Titicaca cubre el periodo 1921-2018; se considera que el nivel de referencia del lago es de 3809 m s. n. m.

Las anomalías de la temperatura superficial del mar (TSM) de los océanos Pacífico y Atlántico oscilan en frecuencias altas y bajas. Las componentes intraestacionales (20-90 días), estacionales (6 meses), anuales (12 meses), bienales (2-3 años) e interanuales (3-7 años) conforman el componente de frecuencia alta de la TSM. El componente de frecuencia baja de la TSM agrupa a los modos decenales (9-14 años), interdecenales (15-24 años) y multidecenales

(>25 años). Numerosos estudios han reportado los efectos de los diferentes modos de oscilación de la TSM del Pacífico sobre las lluvias de los Andes centrales (Vuille, 1998; Garreaud & Aceituno, 2001; Garreaud et al., 2003; Vuille & Keimig, 2004; Falvey & Garreaud, 2005; Dong and Dai, 2015; Segura et al., 2016; Sulca et al., 2018; Sulca et al., 2022a; 2022b), y la variabilidad del nivel de agua del lago Titicaca (Ronchail et al., 2014; Segura et al., 2016; Alburqueque et al., 2018; Angulo & Pereira-Filho, 2023). En particular, todos estos estudios se focalizaron en la conexión entre LTWL con los modos de frecuencia baja de la TSM de los océanos Pacífico y Atlántico: la región Niño 4 (IN4), la Oscilación Decadal del Pacífico (PDO), la Oscilación Interdecadal del Pacífico (IPO) y la Oscilación Multidecenal del Atlántico (AMO). Sulca et al. (2022b) documentaron que la fase cálida del componente interdecadal de los índices IPO y el componente interdecadal de la región Niño 4 (IPO e IN4) reducen las lluvias en los Andes centrales, y son más secas durante la fase caliente de IN4. En cuanto a LTWL, Ronchail et al. (2014) no identificaron una correlación lineal significativa entre las fluctuaciones de LTWL y PDO y AMO. Por el contrario, Angulo y Pereira-Filho (2023) reportaron una correlación positiva ($r = 0,71$, $p < 0,05$) entre el primer componente principal de LTWL y IPO durante el periodo 1914-2018. Sin embargo, ninguno de estos estudios documenta el origen dinámico de cada modo de oscilación del nivel de agua del lago Titicaca y sus respectivos patrones de circulación atmosférica regional y TSM. Esto último es prioritario para implementar un plan de manejo de agua contra los impactos del déficit de lluvias y el incremento de la frecuencia de las sequías sobre el Altiplano peruano proyectados para mediados del presente siglo como consecuencia del calentamiento global (Zubieta et al., 2019).

2. Datos y métodos

El estudio utilizó la serie mensual de nivel del agua del lago Titicaca para el periodo 1921-2018 del Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología (Senamhi) de Perú (Figura 1b). Además, se utilizaron las series mensuales de lluvias de cuatro estaciones dentro del Altiplano provenientes del Senamhi de Perú (Salcedo; 70° W , 15.5° S) y Bolivia (El Alto-Aeropuerto; 68.20° W , 16.51° S), San Calixto (68.13° W , 16.50° S), Oruro-Aeropuerto (67.07° W , 17.95° S).

Se analizaron los campos mensuales de los vientos horizontales ($u, v, m\ s^{-1}$) y la altura geopotencial (m) sobre América del Sur, a 850 hPa y 200 hPa, y el transporte de humedad integrado verticalmente ($kg\ m^{-1}\ s^{-1}$) del reanálisis ERA20C (Poli et al., 2016) para el periodo 1921-2010. El reanálisis ERA20C presentó una grilla horizontal de $1^\circ \times 1^\circ$.

Para establecer relaciones lineales entre anomalías remotas de TSM y las series temporales mensuales del LTWL en diferentes escalas temporales, se han utilizado índices de TSM de los océanos Pacífico y Atlántico Norte que cubren el período 1921-2018. Por ejemplo, los índices de TSM de Niño 1 + 2 (N1 + 2; $0-10^\circ\ S, 90-80^\circ\ W$), Niño 3 (N3; $5^\circ\ N-5^\circ\ S, 150-90^\circ\ W$), Niño 3.4 (N3.4; $5^\circ\ N-5^\circ\ S, 170-120^\circ\ W$) y Niño 4 (N4; $5^\circ\ N-5^\circ\ S, 160^\circ\ E-150^\circ\ W$) se obtuvieron del sitio web de la NOAA-ESRL (https://psl.noaa.gov/gcos_wgsp/Timeseries). El índice PDO se obtuvo de NOAA-PSL (Mantua et al., 1997; <https://www.ncei.noaa.gov/pub/data/cmb/ersst/v5/index/ersst.v5.pdo.dat>). El índice AMO fue proporcionado por NOAA-PSL (Enfield et al., 2001; <https://psl.noaa.gov/data/correlation/amon.us.long.mean.data>). Utilizamos los índices E y C para las anomalías de TSM del Pacífico ecuatorial oriental y central propuestas en Takahashi et al. (2011). También empleamos los índices SST del Atlántico norte propuestos en An et al. (2021): Atlántico norte tropical (tNATL; $1-23^\circ\ N, 10-60^\circ\ W$) y Atlántico norte extratropical (eNATL; $25-70^\circ\ N, 19-70^\circ\ W$). Además, definimos índices de TSM para el océano Atlántico sur: Atlántico sur sur (sSATL; $60-10^\circ\ W, 45-30^\circ\ S$), Atlántico sur norte (nSATL; $40-10^\circ\ W, 20-0^\circ\ S$), Atlántico sur tropical (tSATL; $23^\circ\ S-0^\circ\ N, 40^\circ\ W-10^\circ\ E$). Para esto, utilizamos los datos mensuales de TSM de la HadISST versión 1.1, la cual tiene una resolución de 1° (Rayner et al., 2003). Se calcularon las anomalías mensuales de los datos al restarles su valor climatológico mensual y luego se eliminó la tendencia lineal.

Para identificar los modos principales de oscilación, aplicamos la técnica de espectro de potencia de las ondeletas continuas (Torrence & Compo, 1998; Grinsted et al., 2004; Liu et al., 2007). La significancia estadística del perfil del espectro de potencia se basa en un modelo de ruido rojo (Torrence & Compo, 1998).

Para extraer las bandas de frecuencia significativas de LTWL, así como los campos geofísicos y TSM, se aplicó un filtro pasabanda que está basado en la ondeleta de Morley (Torrence & Compo, 1998) para el periodo 1921-2018.

Para documentar los cambios de los patrones globales de la circulación atmosférica y la TSM asociados a cada uno de los modos de variabilidad de LTWL, se aplicó el método de regresión lineal y correlación, respectivamente. La significancia estadística de los patrones de circulación atmosférica fueron evaluados usando la prueba F-test al 90 % de confianza (Wilks, 2011).

Para identificar las regiones remotas que modulan los modos principales de LTWL y que explican el origen dinámico de estos modos principales, se construyó un modelo de regresión lineal múltiple (MLR) usando el método de mínimos cuadrados con pesos reiterativos (Beaton & Tukey, 1974; DuMouchel & O'Brien, 1989). El modelo MRL se expresa matemáticamente de la siguiente manera:

$$Y(t) = a_n * X(t) + b_n + \epsilon \dots (1)$$

Donde $Y(t)$ representa la variable objetivo (predictando) que varía con el tiempo t ; $X(t)$ representa la matriz de la serie temporal de la predictores (regiones de los océanos Pacífico y Atlántico); a_n y b_n representan los parámetros de regresión (intersección de la línea múltiple modelo de regresión y pendiente de cada predictor, respectivamente). Los parámetros de regresión local se estiman minimizando el valor cuadrático medio del error del modelo ϵ . En este estudio se va a construir un modelo MLR para los modos decenales (MLR1), interdecenales (MLR2) y multidecenales (MLR3). Los predictores de los modelos MLRs también son para los índices de TSM de sus respectivos modos de oscilación: decenal (dE, dC, deNATL, dsSATL, ...), interdecenal (ieNATL, isSATL, ...) y multidecenal (mAMO, msSATL, mnSATL, ...). Por último, los períodos de calibración y validación de los modelos MLR fueron 1921-2010 y 2011-2018, respectivamente. El rendimiento de los modelos MLR fue evaluado a través de la prueba F-test con un nivel de confianza del 95 % (Wilks, 2011).

a) ¿Cuáles son los modos de variabilidad de LTWL y cómo están relacionados con las lluvias?

La Figura 3a muestra que LTWL presenta picos significativos en la escalas semestrales (6 meses),

anuales (12 meses), bienales (22-28 meses), interanuales (80-108 meses), decenales (12.75-14.08 años), interdecenales (25.08 años) y multidecenales (>30 años). En contraste, LTWL no exhibe un componente intraestacional, mientras que las lluvias sobre el Altiplano presentan un componente intraestacional de 2 meses (Figuras 3b-e). Esto último ratifica la existencia del componente intraestacional de la lluvia altiplánica (Garreaud, 2000; Falvey & Garreaud, 2005; Sulca, 2023). La banda bienal verifica la conexión entre la oscilación cuasibienal y las lluvias sobre los Andes centrales reportada de las simulaciones numéricas de García-Franco et al. (2022). La banda interanual de LTWL concuerda con el componente interanual de la lluvia del Altiplano peruano y boliviano (Figuras 3b-e). En contraste, la banda interanual de LTWL no concuerda con la banda

significativa de LTWL de 6 años en el período 1914-2014 (Angulo & Pereira-Filho, 2022). El componente decenal de LTWL es ligeramente mayor que la banda decenal de 12 años y de 10 a 12 años identificada para LTWL en los períodos 1914-2014 y 1914-2016 (Alburquerque et al., 2018; Angulo & Pereira-Filho, 2022). El componente decenal de LTWL concuerda con el componente decenal de 13.83 años de la precipitación en la estación San Calixto, mientras que el resto de estaciones presentan bandas decenales menores a 12.75 años (Figuras 3b-e). Debido a que la banda decenal de LTWL es ligeramente mayor a la banda decenal de 10-13 años de la precipitación en los Andes centrales (Sulca et al., 2022a), la precipitación en los Andes centrales y las fluctuaciones de LTWL no están necesariamente en sincronía en las escalas decenales. La banda interdecenal de LTWL concuerda con la banda interdecenal de 24 años de las lluvias del Altiplano peruano-boliviano (Figuras 3b-e). Esta señal concuerda con la banda interdecenal de LTWL, la cual es mayor a 25 años (Alburquerque et al., 2018).

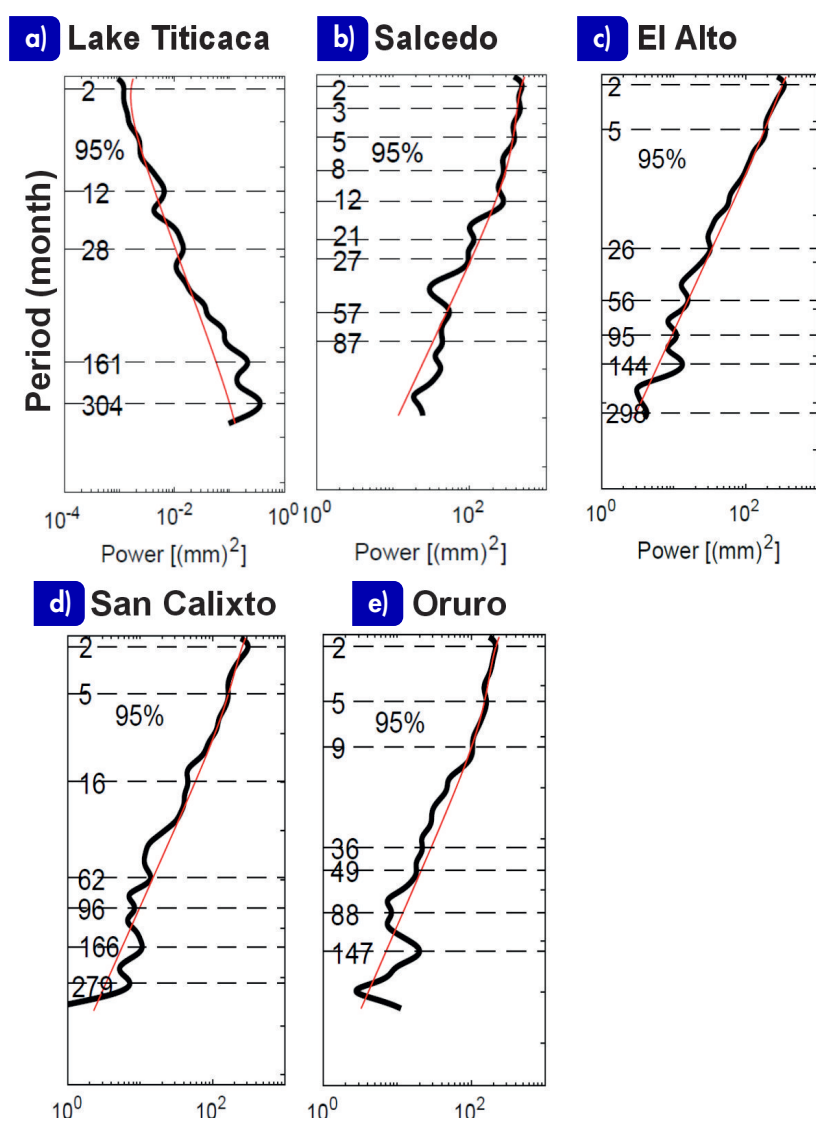


Figura 3. (a) Perfil del espectro de potencia global de la serie temporal sin tendencia de las anomalías mensuales del nivel del agua en el lago Titicaca. (B-E) Perfil del espectro global de potencia de la precipitación mensual sin tendencia para las cuatro estaciones pluviómetros dentro de la región del Altiplano (Salcedo, El Alto, San Calixto y Oruro). Las líneas horizontales representan los picos del espectro de potencia. La línea discontinua indica el intervalo de confianza del 95 % suponiendo un modelo de ruido rojo sugerido por Torrence y Compo (1998). El análisis se basa en el período 1921-2018, excepto la estación Salcedo que solo cubre el período 1930-1990.

b) ¿Cómo los cambios de los patrones de circulación atmosférica y TSM del planeta explican el origen de los modos de variabilidad de LTWL?

Para la escala bienal, bLTWL está asociada con anomalías de viento del sureste sobre los Andes centrales a 200 hPa (Figura 4a), lo cual revela un flujo de humedad de la Amazonía hacia los Andes centrales. Las anomalías de los vientos del sureste forman parte de un flujo zonal en la alta tropósfera del continente y el océano Atlántico tropical, lo que indica un fortalecimiento del sistema BH-NL. Al mismo tiempo, se observan anomalías del noroeste de VIHT a lo largo del flanco oriental de los Andes centrales, aspecto que reafirma un mayor flujo de humedad de la Amazonía hacia Uruguay (SALLJ reforzado) (Figura 4b). Por tanto, el mecanismo de transporte de humedad también explica al bLTWL. Por otro lado, bLTWL está conectada con el componente bienal de las anomalías de TSM sobre el sureste del océano Atlántico tropical (Figura 4c). Efectivamente, Chen et al. (1999), quienes realizaron experimentos numéricos, reportaron que las anomalías de TSM sobre el sureste del océano Atlántico tropical están correlacionadas con la intensidad del sistema

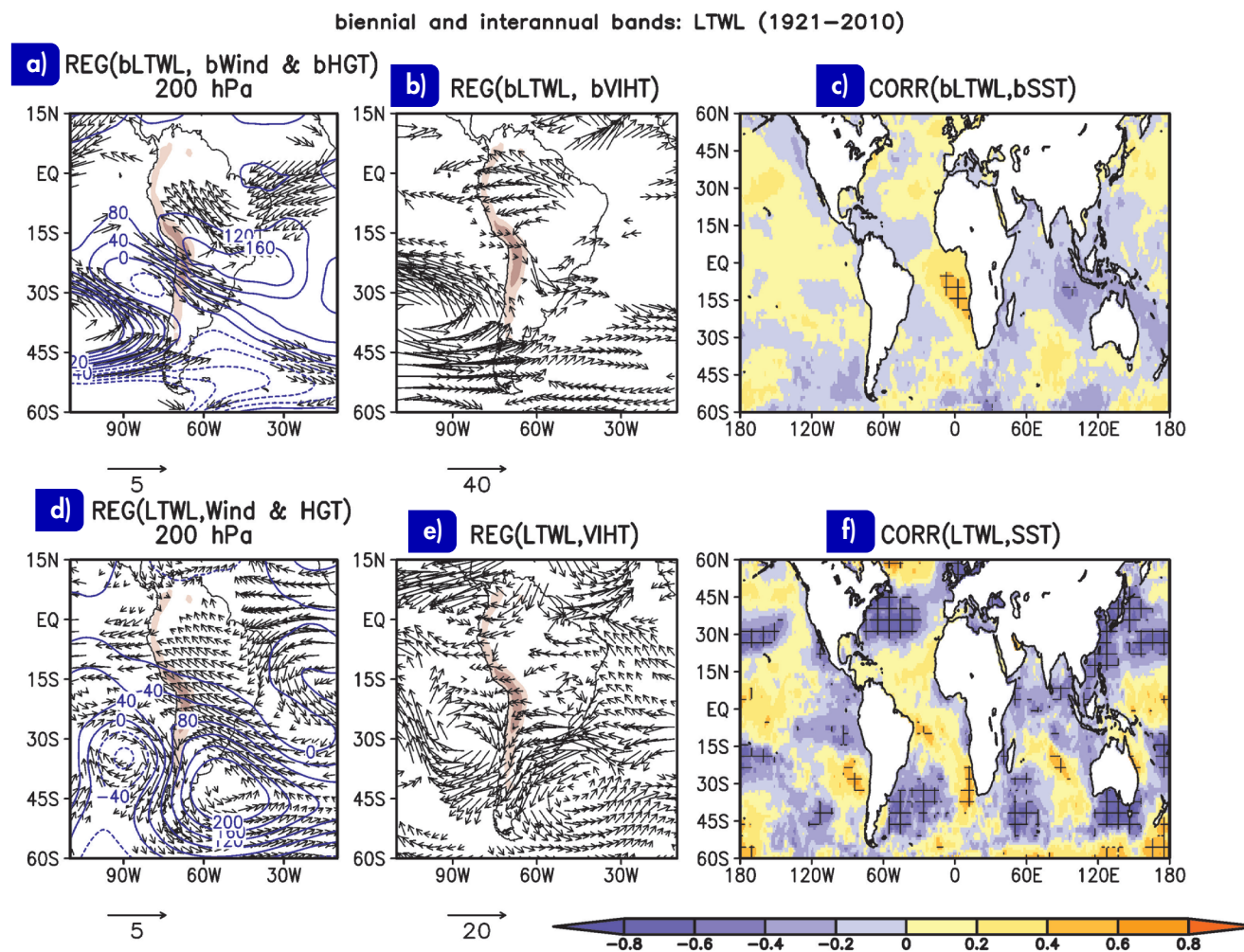


Figura 4. El componente bienal del nivel del agua en el lago Titicaca (bLTWL) retrocedió respecto del componente bienal de las anomalías (A) del viento de 200 hPa (bWind, en m s^{-1} por desviación estándar) y de la altura geopotencial (bHGT, en m por desviación estándar). (B) El transporte de humedad integrado verticalmente (bVIHT, en $\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$ por desviación estándar). (C) Coeficientes de correlación entre las series temporales mensuales del componente bienal de las anomalías de la TSM global (bSST, $^{\circ}\text{C}$ por desviación estándar) y las series temporales mensuales del componente bienal del LTWL (D–F). Como en (A–C), pero para el componente interanual del nivel del agua en el lago Titicaca (LTWL). Los vectores negros y el sombreado son estadísticamente significativos con un nivel de confianza del 95 %. El intervalo de contorno de las anomalías de altura geopotencial es de 40 m por desviación estándar. La topografía por encima de los 1000 m está indicada con un sombreado marrón. En este análisis se utilizó el reanálisis ERA-20C. El análisis es para el período 1921–2010.

BH-NL. Por ende, el cambio de anomalías de TSM sobre el sureste del océano Atlántico tropical induce la señal bienal de LTWL a través de la modulación de la intensidad del sistema BH-NL.

Con respecto a la escala interanual, LTWL presenta anomalías del sureste de VIHT sobre el Perú a 200 hPa (Figura 4d), lo que revela un flujo de humedad de la superficie hacia la cuenca LT (Garreaud et al., 2003). Las anomalías del sureste de VIHT son parte de una circulación anticiclónica sobre la parte sur del Atlántico sur (51°W , 42°S) en los niveles altos; esto evidencia un desplazamiento hacia el sureste de la Alta de Bolivia. Además, anomalías del este de VIHT predominan sobre los Andes centrales y ratifican un flujo de humedad proveniente del Atlántico sur norte (Figura 4e). Todos estos patrones de circulación son consistentes con el mecanismo de transporte de humedad asociado con los episodios húmedos sobre el Altiplano (Garreaud, 1999; Vuille,

1999; Segura et al., 2019). En consecuencia, el mecanismo de transporte de humedad también explica el componente interanual de LTWL. Además de eso, la Figura 4f exhibe que LTWL se correlaciona positivamente con el componente interanual de las anomalías de TSM sobre el Atlántico sur tropical, mientras que este es correlacionado negativamente sobre la parte sur del océano Atlántico sur, el Atlántico norte noroeste y el Pacífico norte occidental. Debido a que las anomalías de TSM del Atlántico sur exhiben un desfase de tres meses con la serie temporal del componente interanual del LTWL, el cambio de anomalías de la TSM sobre la parte sur del océano Atlántico sur es el principal forzante del componente interanual del LTWL. En adición, las anomalías de la TSM sobre el océano Pacífico central y oriental no están correlacionadas con LTWL, lo que indica que el cambio de las anomalías de la TSM en el Pacífico ecuatorial no causan por sí solos el componente interanual del LTWL.

En la escala decenal, dLTWL está relacionada con anomalías del noreste de VIHT sobre los Andes centrales a 200 hPa (Figura 5a); esto muestra un aumento del flujo de humedad desde la Amazonía hacia la cuenca LT. Al mismo tiempo, se observan anomalías del noreste de VIHT a lo largo del flanco oriental de los Andes centrales (Figura 5b), lo que indica un SALLJ intensificado. La existencia de las mismas anomalías del noreste de VIHT sobre el Atlántico norte tropical revela que el mecanismo de transporte de humedad también explica la variabilidad decenal de LTWL. Además, el modelo MLR1 muestra que la combinación lineal de los efectos del componente decenal de las anomalías de TSM en el Pacífico central y oriental (dC y dE), el Atlántico norte extratropical (deNATL) y la zona sur del océano Atlántico sur (dsSATL) replica dLTWL (Tabla 1). El índice deNATL juega un rol importante en dLTWL, ya que la correlación entre las series temporales

observadas y estimadas de LTWL se reduce a 0.71 cuando es removido del modelo MLR1. En efecto, las anomalías cálidas sobre el Atlántico norte reducen los vientos del este sobre América del Sur a 200 hPa en las escalas decenales (An et al., 2021).

Con respecto a la escala interdecenal, iLTWL presenta anomalías del este de VIHT sobre los Andes centrales a 200 hPa, y muestra el flujo de humedad desde las tierras bajas subtropicales hacia la cuenca LT (Figura 5d). El flujo anómalo del este es parte de una circulación anticiclónica sobre los Andes chilenos que exhibe el desplazamiento hacia el sur de la Alta Bolivia. Además, las anomalías del este de VIHT predominan a lo largo del flanco oriental del sur de Bolivia hacia los Andes centrales y muestran un flujo de humedad proveniente del Atlántico sur norte (Figura 5e). Por tanto, el mecanismo de transporte de humedad también trabaja para el componente interdecenal de LTWL al igual que en

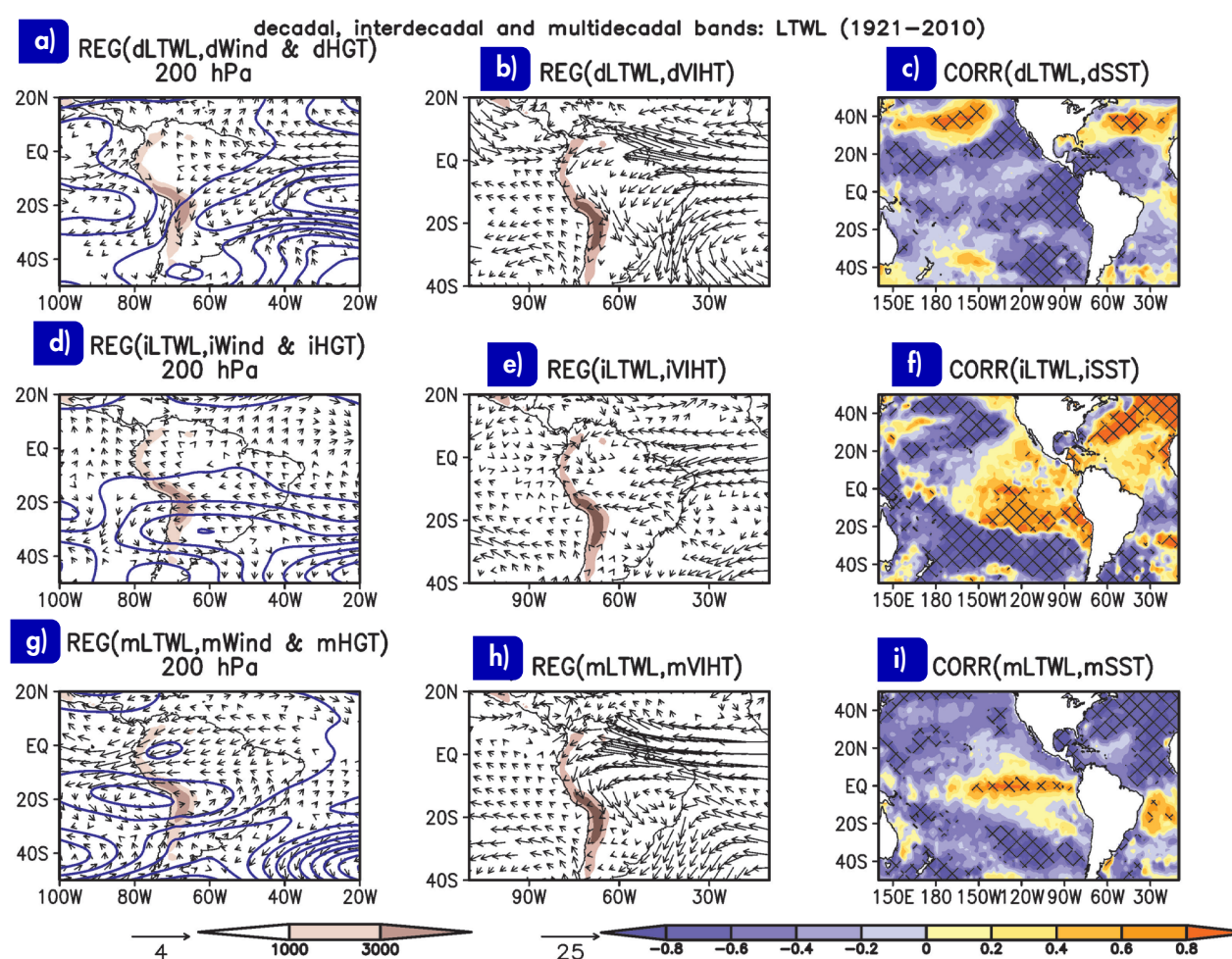


Figura 5. El componente decenal del nivel del agua en el lago Titicaca (dLTWL) retrocedió respecto del componente decenal de las anomalías (A) del viento de 200 hPa (dWind, en m s^{-1} por desviación estándar) y de la altura geopotencial (dHGT, en m por desviación estándar). (B) El transporte de humedad integrado verticalmente (dVIHT, en $\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$ por desviación estándar). (C) Coeficientes de correlación entre la serie temporal mensual del componente decenal de las anomalías globales de la TSM (dSST, $^{\circ}\text{C}$ por desviación estándar) y la serie temporal mensual del componente decenal del LTWL (dLTWL, m por desviación estándar). (D-F) Como en (A-C), pero para el componente interdecadal del nivel del agua en el lago Titicaca (iLTWL). (G-I) Como en (A-C), pero para el componente multidecadal del nivel del agua en el lago Titicaca (mLTWL). Los vectores negros y el sombreado son estadísticamente significativos con un nivel de confianza del 95%. El intervalo de contorno de las anomalías de altura geopotencial es de 200 m por desviación estándar. La topografía por encima de los 1000 m está indicada con un sombreado marrón. En este análisis se utilizó el reanálisis ERA-20C. El análisis es para el período 1921-2010.

las escalas interanuales. Al mismo tiempo, el modelo MLR2 exhibe que la conjugación de los impactos del componente interdecenal de las anomalías de TSM en el Pacífico lejano oriental ($iN1+2$), el Atlántico norte extratropical ($ieNATL$) y la parte sur del océano Atlántico sur ($isSATL$) duplica $iLTWL$ (Figura 5f y Tabla 1). Asimismo, los índices de TSM del Pacífico (iC e iE) no explican $iLTWL$, ya que el modelo MLR2 no puede replicar $iLTWL$ cuando estos son los únicos predictores (Tabla 1).

Tabla 1. Intercepto y coeficiente de los predictores de los modelos de regresión lineal múltiple (MLR) para la banda decenal (12.75-14.08 años), interdecenal (24.83-26.50 años) y multidecenal (30-65 años) de los índices TSM del Pacífico y del Atlántico y del índice AMO en el período 1921-2018. (Adaptado de Sulca et al., 2024)

Low-frequency component of LTWL	MLR model	r
Decadal (12.75-14.08 years)	$-2.53 \cdot dE - 0.42 \cdot dC + 2.64 \cdot deNATL - 1.90 \cdot dsSATL$	0.95
Interdecadal (24.83-26.50 years)	$0.51 \cdot iN1+2 + 5.22 \cdot ieNATL - 2.05 \cdot isSATL$	0.99
Multidecadal (30-65 years)	$0.001 - 1.17 \cdot mAMO - 1.57 \cdot msSATL + 0.31 \cdot mnSATL$	0.98

Con relación a la escala multidecenal, $mLTWL$ es caracterizado por anomalías del este de VIHT sobre los Andes centrales a 200 hPa (Figura 5g), lo que revela una intensificación del flujo de humedad desde las superficies subtropicales hacia la cuenca LT. Estas anomalías de vientos del este forman parte de una circulación anticiclónica anómala ubicada frente a las costas sur de Perú y norte de Chile, desde donde se desplazan hacia el oeste de la Alta de Bolivia. Además, el flanco oriental de los Andes peruanos registra anomalías del noreste de VIHT (Figura 5g), y muestra un flujo de humedad proveniente del Atlántico norte tropical (Jones y Carvalho, 2019). Por tal razón, el mecanismo de transporte de humedad también obra para el componente multidecenal de LTWL. Por otra parte, el modelo MLR3 revela que el efecto combinado del componente multidecenal de 30-65 años de las anomalías de TSM sobre las partes sur y norte del océano Atlántico sur ($msSATL$ y $mnSATL$), así como el índice AMO ($mAMO$), reproducen $mLTWL$ (Tabla 1). Estos resultados concuerdan con la conexión entre la precipitación del verano de los Andes centrales y las anomalías de la TSM del Atlántico en escalas temporales largas (>30 años) (Sulca et al., 2022b).

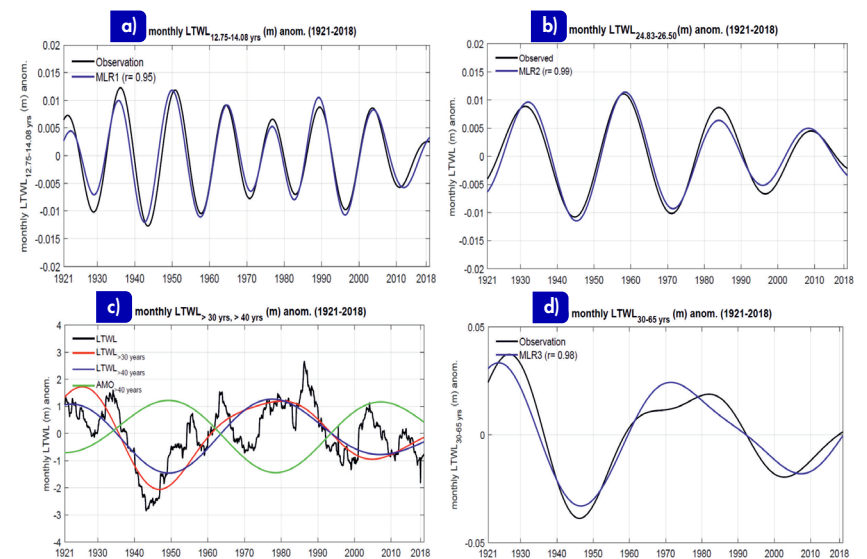


Figura 6. (A) Serie temporal mensual de las observaciones (línea azul) y reconstrucciones del modelo MLR1 (línea roja) para el componente decenal en la banda de 12.75-14.08 años de la serie temporal mensual del nivel del agua en el lago Titicaca (m). (B) Igual que (A), pero para el componente interdecenal de la serie temporal mensual del LTWL en la banda de 24.83-26.50 años. (C) Serie temporal mensual del LTWL (línea negra) y los componentes de frecuencia baja de las bandas de 30 años (línea roja) y 40 años (línea azul). La línea verde representa la serie temporal mensual filtrada del LTWL para las franjas multidecenales de más de 40 años. (D) Igual que (A), pero para el componente multidecenal de la serie temporal mensual del LTWL en la banda de 30-65 años. El análisis se basa en el período 1921-2018.

3. Resumen y trabajo futuro

En resumen, los modos de variabilidad de LTWL son explicados por el mecanismo de transporte de humedad del este (Garreaud et al., 2003), pero las forzantes regionales y sus respectivas regiones remotas de convección profunda o sumidero varían por escala temporal (Figuras 4b, e y 5b, e, h). Por ejemplo, el modo bienal es causado por los cambios de las anomalías de la TSM de la parte sureste del océano Atlántico tropical, ya que está correlacionada positivamente con la intensidad del sistema BH-NL sobre el continente sudamericano (Figura 4b). El modo interanual de LTWL está asociado con las anomalías frías sobre la parte sur del océano Atlántico sur, la cual presenta una anomalía anticiclónica que intensifica el flujo de humedad del este sobre el Altiplano peruano (Figura 4e). Los modos de frecuencia baja son causados por el mecanismo de transporte de humedad en respuesta a los efectos combinados de los calentamientos de la TSM de los océanos Pacífico y Atlántico sur y norte, los cuales modulan la posición de la Alta de Bolivia e intensifican la SALL en la baja troposfera, excepto el modo interdecenal donde la humedad proviene de la parte central de Brasil (Figuras 5b, e, h).

A pesar de la documentación de los mecanismos físicos para cada uno de los modos de variabilidad del nivel de agua del lago Titicaca, es necesario un nuevo estudio para documentar las fluctuaciones extremas del nivel de agua del Lago Titicaca y sus mecanismos naturales o antropogénicos asociados. Esta nueva información es necesaria para reducir los futuros impactos de la reducción o aumento del nivel de agua del lago Titicaca en la población local y sus actividades económicas.

Cabe señalar que esta investigación se desprende del artículo científico de Sulca et al. (2024).

Referencias

- Albuquerque, E., Espino, M., Segura, M., & Chura, R. (2018). Nivel hídrico y precipitaciones del lago Titicaca en relación con las variables de macroescala del océano Pacífico. *Tradición, Segunda época*, 17, 36–43. <https://doi.org/10.31381/tradicion.v0i17.1364>
- An, X., Wu, B., Zhou, T., & Liu, B. (2021). Atlantic Multidecadal Oscillation Drives Interdecadal Pacific Variability via Tropical Atmospheric Bridge. *Journal of Climate*, 34(13), 5543-5553. <https://doi.org/10.1175/jcli-d-20-0983.1>
- Angulo, E. C., & Pereira Filho, A. J. P. (2023). Extreme Droughts and Their Relationship with the Interdecadal Pacific Oscillation in the Peruvian Altiplano Region over the Last 100 Years. *Atmosphere*, 14(8), 1233. <https://doi.org/10.3390/atmos14081233>
- Angulo, E. C., & Pereira Filho, A. (2022). Ocean Forcing on Titicaca Lake Water Volume. *Open Journal of Modern Hydrology*, 12(01), 1-10. <https://doi.org/10.4236/ojmh.2022.121001>
- Beaton, A. E., & Tukey, J. W. (1974). The Fitting of Power Series, Meaning Polynomials, Illustrated on Band-Spectroscopic Data. *Technometrics*, 16(2), 147-185. <https://doi.org/10.1080/00401706.1974.10489171>
- Canedo-Rosso, C., Uvo, C. B., & Berndtsson, R. (2018). Precipitation variability and its relation to climate anomalies in the Bolivian Altiplano. *International Journal of Climatology*, 39(4), 2096-2107. <https://doi.org/10.1002/joc.5937>
- Chatterjee, S., & Hadi, A. S. (1986). Influential Observations, High Leverage Points, and Outliers in Linear Regression. *Statistical Science*, 1(3), 379-393. <https://doi.org/10.1214/ss/1177013622>
- Chen, T. C., Weng, S. P., & Schubert, S. D. (1999). Maintenance of Austral Summertime Upper-Tropospheric Circulation over Tropical South America: The Bolivian High–Nordeste Low System. *Journal of The Atmospheric Sciences*, 56(13), 2081-2100. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1999\)056<2081:MOASUT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1999)056<2081:MOASUT>2.0.CO;2)
- Chura-Cruz, R., Cubillos, L., Tam, J., Segura, M. y Villanueva, C. (2013). Relación entre el nivel del lago y la precipitación sobre los desembarques del pejerrey *Odontesthes bonariensis* (Valenciennes, 1835) en el sector peruano del lago Titicaca entre 1981 y 2010. *Ecología Aplicada*, 12(1), 19-28. <https://doi.org/10.21704/rea.v12i1-2.434>
- Dong, B., & Dai, A. (2015). The influence of the Interdecadal Pacific Oscillation on Temperature and Precipitation over the Globe. *Climate Dynamics*, 45(9-10), 2667-2681. <https://doi.org/10.1007/s00382-015-2500-x>
- Dumouchel, W., & O'brien, F. (1989, April). *Integrating a robust option into a multiple regression computing environment*. In Computer science and statistics: Proceedings of the 21st symposium on the interface (pp. 297-302). Alexandria, VA: American Statistical Association.
- Enfield, D. B., Mestas-Núñez, A. M., & Trimble, P. (2001). The Atlantic Multidecadal Oscillation and its relation to rainfall and river flows in the continental U.S. *Geophysical Research Letters*, 28(10), 2077-2080. <https://doi.org/10.1029/2000gl012745>
- Falvey, M., & Garreaud, R. (2005). Moisture variability over the South American Altiplano during the South American Low Level Jet Experiment (SALLJEX) observing season. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 110(D22105). <https://doi.org/10.1029/2005jd006152>
- García-Franco, J. L., Gray, L., Osprey, S., Chadwick, R., & Martin, Z. (2022). The tropical route of quasi-biennial oscillation (QBO) teleconnections in a climate model. *Weather and Climate Dynamics*, 3(3), 825-844. <https://doi.org/10.5194/wcd-3-825-2022>
- 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)
- Garreaud, R. (1999). Multiscale Analysis of the Summertime Precipitation over the Central Andes. *Monthly Weather Review*, 127(5), 901-921. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1999\)127](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1999)127)
- 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., & 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<2779:IRVOTS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2001)014<2779:IRVOTS>2.0.CO;2)
- Grinsted, A., Moore, J. C., & Jevrejeva, S. (2004). Application of the cross wavelet transform and wavelet coherence to geophysical time series. *Nonlinear Processes in Geophysics*, 11(5/6), 561-566. <https://doi.org/10.5194/npg-11-561-2004>
- Jones, C. (2019). Recent changes in the South America low-level jet. *npj Climate and Atmospheric Science*, 2(1). <https://doi.org/10.1038/s41612-019-0077-5>

- Jones, C., & Carvalho, L. M. V. (2018). The influence of the Atlantic multidecadal oscillation on the eastern Andes low-level jet and precipitation in South America. *npj Climate and Atmospheric Science*, 1(1). <https://doi.org/10.1038/s41612-018-0050-8>
- 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. *Bulletin of The American Meteorological Society*, 78(6), 1069-1079. [https://doi.org/10.1175/1520-0477\(1997\)078](https://doi.org/10.1175/1520-0477(1997)078)
- Montini, T., Jones, C., & Carvalho, L. M. V. (2019). The South American Low-Level Jet: A New Climatology, Variability, and Changes. *Journal of Geophysical Research. Atmospheres*, 124(3), 1200-1218. <https://doi.org/10.1029/2018jd029634>
- Poli, P., Hersbach, H., Dee, D., Berrisford, P., Simmons, A. J., Vitart, F., Laloyaux, P., Tan, D., Peubey, C., Thépaut, J., Trémolet, Y., Hólm, E., Bonavita, M., Isaksen, L., & Fisher, M. (2016). ERA-20C: An Atmospheric Reanalysis of the Twentieth Century. *Journal of Climate*, 29(11), 4083-4097. <https://doi.org/10.1175/jcli-d-15-0556.1>
- Rayner, N. A. (2003). Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century. *Journal of Geophysical Research*, 108(D14). <https://doi.org/10.1029/2002jd002670>
- Ronchail, J., Espinoza, J. C., Labat, D., Callède, J., and Lavado, W. (2014). "Evolución del nivel del Lago Titicaca durante el siglo XX. En Aguirre, M., Pouilly, M., Lazzaro, X. y Point, D. *Línea Base de Conocimientos Sobre Los Recursos Hidrológicos e Hidrobiológicos en el Sistema TDPS con enfoque en la Cuenca del Lago Titicaca*. IRD-UICN. <https://portals.iucn.org/library/node/44673>
- Segura, H., Espinoza, J. C., Junquas, C., Lebel, T., Vuille, M., & Garreaud, R. (2020). Recent changes in the precipitation-driving processes over the southern tropical Andes/western Amazon. *Climate Dynamics*, 54(5-6), 2613-2631. <https://doi.org/10.1007/s00382-020-05132-6>
- Segura, H., Espinoza, J. C., Junquas, C., & Takahashi, K. (2016). Evidencing decadal and interdecadal hydroclimatic variability over the Central Andes. *Environmental Research Letters*, 11(9), 094016. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/11/9/094016>
- Sulca, J., Apaéstegui, J., & Tacza, J. (2024). New insights into the biennial-to-multidecadal variability of the water level fluctuation in Lake Titicaca in the 20th century. *Frontiers In Climate*, 5(1325224). <https://doi.org/10.3389/fclim.2023.1325224>
- Sulca, J., Takahashi, K., Tacza, J., Espinoza, J. C., & Dong, B. (2022a). Decadal variability in the austral summer precipitation over the Central Andes: Observations and the empirical-statistical downscaling model. *International Journal of Climatology*, 42(16), 9836-9864. <https://doi.org/10.1002/joc.7867>
- Sulca, J., Vuille, M., & Dong, B. (2022b). Interdecadal variability of the austral summer precipitation over the Central Andes. *Frontiers in Earth Science*, 10(954954). <https://doi.org/10.3389/feart.2022.954954>
- Sulca, J., Takahashi, K., Espinoza, J. C., Vuille, M., & Lavado-Casimiro, W. (2018). Impacts of different ENSO flavors and tropical Pacific convection variability (ITCZ, SPCZ) on austral summer rainfall in South America, with a focus on Peru. *International Journal of Climatology*, 38(1), 420-435. <https://doi.org/10.1002/joc.5185>
- Sztorch, L., Gicquel, V., & Desenclos, J. C. (1989). The Relief Operation in Puno District, Peru, after the 1986 Floods of Lake Titicaca. *Disasters*, 13(1), pp. 33-43. <https://doi.org/10.1111/j.1467-7717.1989.tb00693.x>
- Takahashi, K., Montecinos, A., Goubanova, K., & Dewitte, B. (2011). ENSO regimes: Reinterpreting the canonical and Modoki El Niño. *Geophysical Research Letters*, 38(10). <https://doi.org/10.1029/2011gl047364>
- Torrence, C., & Compo, G. P. (1998). A Practical Guide to Wavelet Analysis. *Bulletin of The American Meteorological Society*, 79(1), 61-78. [https://doi.org/10.1175/1520-0477\(1998\)079](https://doi.org/10.1175/1520-0477(1998)079)
- Vuille, M. (1999). Atmospheric circulation over the Bolivian Altiplano during dry and wet periods and extreme phases of the Southern Oscillation. *International Journal of Climatology*, 19(14), 1579-1600. [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. T. (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 S.D. (2011). *Statistical Methods in the Atmospheric Sciences*. En International geophysics/International geophysics series. Elsevier. <https://doi.org/10.1016/c2010-0-65519-2>
- Zubieta, R., Molina-Carpio, J., Laqui, W., Sulca, J., & Ilbay, M. (2021). Comparative Analysis of Climate Change Impacts on Meteorological, Hydrological, and Agricultural Droughts in the Lake Titicaca Basin. *Water*, 13(2), 175. <https://doi.org/10.3390/w13020175>