



UNIVERSIDAD DE CHILE
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

**MODELAMIENTO HIDROLÓGICO DEL HUMEDAL RANO RARAKU:
IMPLICANCIAS PALEOHIDROLÓGICAS DURANTE EL HOLOCENO**

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO

VICENTE IGNACIO CASTRO FLORES

PROFESORA GUÍA:
VALENTINA FLORES AQUEVEQUE

PROFESOR CO-GUÍA:
JUAN PABLO BOISIER ECHENIQUE

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:
XIMENA VARGAS MESA
CAROLINA GÓMEZ FONTEALBA

Este trabajo ha sido financiado por la beca otorgada por la Subdirección de Pueblos Indígenas FCFM, junto con el apoyo del Núcleo Milenio Océano, Patrimonio y Cultura. Asimismo, fue posible gracias a la colaboración de CONAF Rapa Nui junto con la comunidad indígena Ma'u Henua.

SANTIAGO DE CHILE

2025

**RESUMEN DE LA MEMORIA PARA OPTAR AL
TÍTULO DE: Geólogo**

POR: Vicente Ignacio Castro Flores

FECHA: 2025

PROFESORA GUÍA: Valentina Flores Aqueveque

**MODELAMIENTO HIDROLÓGICO DEL HUMEDAL RANO RARAKU:
IMPLICANCIAS PALEOHIDROLÓGICAS DURANTE EL HOLOCENO**

La isla de Rapa Nui enfrenta una disminución de sus precipitaciones y una creciente demanda de agua dulce, por lo que comprender su vulnerabilidad al cambio climático es fundamental para una gestión sostenible del recurso hídrico.

En esta isla se ubica el cráter del volcán Rano Raraku, el cual albergó un humedal hasta 2019, pero que actualmente se encuentra seco. Este estudio establece una línea de base para evaluar si la disminución reciente del nivel de agua constituye un evento anómalo o si forma parte de la variabilidad climática natural, comparando su evolución en el último siglo con los principales cambios ocurridos a lo largo de los últimos 11700 años.

Para ello, se evaluó la representatividad del reanálisis ERA5 aplicado a la isla de Rapa Nui, se analizó la relación entre el clima local de la isla y los patrones climáticos de gran escala, y se estimaron niveles teóricos del lago desde el Último Máximo Glacial hasta el presente. Asimismo, se recopiló información instrumental y documental sobre las variaciones del nivel de agua en el último siglo. Con estos antecedentes, se模拟aron las fluctuaciones del lago en cuatro períodos de interés: el Último Máximo Glacial (23-19 cal kyr BP), el Holoceno Medio (6.5-5.5 cal kyr BP), el período reciente sin el efecto de la megasequía (1964-2009) y el mismo período considerando su influencia (1964-2024). Los resultados muestran niveles promedio simulados de 14.45 m, 2.36 m, 2.93 m y 2.59 m, respectivamente, en concordancia con los niveles observados y los esperados según registros paleoclimáticos.

De este modo, esta investigación sugiere que la sequía actual, si bien no es inédita, responde a causas particulares. En específico, estaría vinculada a un fenómeno climático de gran escala, la fase fría de la Oscilación Decadal del Pacífico (PDO), que ha provocado una sequía meteorológica sostenida en los últimos 15 años, intensificada y prolongada por forzantes antrópicas. Además, el libre tránsito de ganado en la cuenca genera un estrés hídrico adicional que es necesario mitigar urgentemente.

Si bien las medidas de mitigación podrían resultar insuficientes para restaurar completamente el ecosistema, considerando que las proyecciones muestran que en Rapa Nui las sequías serán más frecuentes e intensas a corto y largo plazo, son sumamente necesarias para no empeorar el estado actual. No obstante, a escala geológica, es probable que Rano Raraku vuelva a albergar un cuerpo de agua en el futuro.

*E te ua o te rani e
A hoa mai koe
O kava ro to matou haha
I nei, i te vaena o t e moana
E hura nei
Ki te pito o te henua
I te vaena o te moana*

*Oh lluvia del infinito
cae por favor
para que nuestras bocas no se
sequen
con la salinidad del océano
mientras navegamos
al ombligo del mundo
en la mitad del mar*

Clemente Here Veri (2002)

Agradecimientos

En primer lugar, quisiera agradecer a mi familia, mi madre, mi padre y mi hermana, quienes son el motor para alcanzar nuevos desafíos y superarme a mí mismo, son un pilar fundamental en mi vida, un refugio cuando lo necesito y sé que siempre cuento con su apoyo incondicional. Gracias infinitas por alegrarme el día a día, alentarme con sus palabras ante las dificultades y celebrar mis metas, los quiero muchísimo. Este trabajo va dedicado a ustedes.

Agradezco a mi abuela Marianela, que a pesar de la distancia siempre está pendiente de mí, dándome palabras de aliento. También a mis abuelos Emilio, Doris y Mario, puede que ya no estén presentes físicamente, pero los llevo cerca y sé que guían mi camino.

Gracias a mis tíos Ana y Nena, y a mi tío Tico por tratarme como a un hijo más y acompañarme en cada proceso. A mi tía Patty Tuki, por adoptarme como su ahijado y recibirme con los brazos abiertos en la isla.

A mis amigos de Plan Común: Esteban, Coti, Lu, Isa, Seba, Gio, Jero, Dani y Rafa. Me regalaron gran parte de mis mejores recuerdos de la universidad, gracias por tantas risas y buenos momentos juntos. Gracias especialmente a Rafael Morales, no solo por otorgarme su amistad y lealtad a lo largo de la carrera, también por apoyarme en la elaboración de este trabajo y ser un compañero de aventuras en terreno.

A mis amigos de Geo: Kei, Jato, Jo, Migue, Maca, Lucho, Pauli, Paz, Carito, Fran Rivera, Fran Rojas, Rodo, Bryan, Meyer y Mati. Muchas gracias por hacer de esta carrera más entretenida y apasionante.

Agradezco a mi profesora guía Valentina Flores por confiar en mí desde mi primera práctica profesional, y ser parte fundamental de mi formación académica desde entonces. Gracias por su calidez, empatía y entusiasmo.

Gracias a Carolina Gómez por inspirarme a buscar desafíos fuera de lo común, por motivarme a hacer crecer este proyecto en conjunto y por demostrar un compromiso enorme con toda la extensión del mismo. Agradezco también a mi profesor co-guía Juan Pablo Boisier y a la profesora Ximena Vargas por su apoyo constante, buena disposición y paciencia para orientarme en temas que en ocasiones fueron totalmente nuevos para mí.

A Zaida Salinas, por su cariño, escucha y apoyo durante las extensas jornadas en el Laboratorio de Sedimentología.

Gracias especiales a Graciela Campbell Riroroko, Enrique Tucki, Ninoska Huki, Tuma Heke, Pedro Lazo y a todo el personal de CONAF Rapa Nui por su confianza en el equipo del Voluntariado Científico Rapa Nui 2023, por toda su amabilidad y simpatía cada vez que nos ha tocado trabajar juntos. También a los miembros de la comunidad indígena Ma'u Henua, por facilitarnos los permisos para poder investigar el humedal y por su paciencia esperando los resultados de este proyecto.

Agradezco el apoyo y financiamiento del Núcleo Milenio Océano, Patrimonio y Cultura, junto con el de la Subdirección de Pueblos Indígenas, Dirección de Diversidad y Género, FCFM, Universidad de Chile.

Tabla de Contenido

1.	Introducción	1
1.1	Motivación de este estudio	2
1.2	Zona de estudio.....	2
1.3	Hipótesis	4
1.4	Objetivos.....	4
1.4.1	Objetivo General.....	4
1.4.2	Objetivos Específicos	4
2.	Marco Teórico	5
2.1	Marco Geológico	5
2.1.1	Contexto geodinámico.....	5
2.1.2	Formación de la isla.....	6
2.1.3	Rocas de la isla	7
2.1.4	Formación de Rano Raraku	8
2.1.5	Rocas de Rano Raraku.....	9
2.1.6	Geomorfología.....	10
2.2	Marco climático actual	11
2.2.1	Factores condicionantes del clima en Rapa Nui.....	11
2.2.2	Clima y meteorología local.....	13
2.2.3	Cambio climático actual y proyecciones	15
2.3	Marco Paleoclimático y Paleoambiental en Rano Raraku.....	18
2.4	Marco Hidrológico	22
2.4.1	Unidades Hidrogeológicas.....	22
2.4.2	Acuífero de Rapa Nui	23
2.4.3	Balance hídrico general	24
2.4.4	Modelo hidrogeológico general.....	25
2.4.5	Hidrología de Rano Raraku	27
3.	Datos y Metodología	29
3.1	Análisis climático actual.....	29
3.1.1	Validación del reanálisis con datos meteorológicos locales.....	29
3.1.2	Distribución espacial de la precipitación.....	31
3.1.3	Mapa de compuestos para días húmedos.....	31
3.2	Variaciones del espejo de agua.....	32
3.2.1	Recopilación de imágenes satelitales y aerofotogramétricas	32

3.2.2	Balance Hídrico	33
3.2.3	Variaciones hidrológicas y ambientales a escala del Holoceno	34
3.2.4	Campaña de extracción de muestras.....	34
3.2.5	Perfiles estratigráficos	35
3.2.6	Modelos 3D del cuerpo de agua	36
3.3	Simulaciones de altura de lago	37
3.3.1	Simulaciones para el Holoceno y el Último Máximo Glacial	37
3.3.2	Análisis de sensibilidad y validación con periodo reciente.....	39
3.3.3	Simulaciones de atribución.....	39
4.	Resultados	40
4.1	Análisis climático actual.....	40
4.1.1	Análisis estadístico de datos meteorológicos (Mataveri vs ERA5).....	40
4.1.2	Caracterización climática de Rano Raraku.....	44
4.1.2.1	Estación EISP	44
4.1.2.2	Estación RR850	47
4.1.3	Variabilidad espacial de la precipitación.....	49
4.1.4	Condiciones meteorológicas de gran escala para la isla de Rapa Nui.....	51
4.2	Variaciones del nivel del espejo de agua de Rano Raraku	53
4.2.1	Variación del espejo de agua del humedal en el último siglo	53
4.2.2	Variaciones de la columna de agua y vegetación durante el Holoceno.....	55
4.2.3	Correlación estratigráfica	56
4.2.4	Evolución teórica del humedal Rano Raraku durante el Holoceno	58
4.2.5	Balance Hídrico	61
4.3	Simulaciones del nivel del lago	63
4.3.1	Batimetría de Rano Raraku.....	63
4.3.2	Análisis de sensibilidad de la ecuación de Hostetler (1995)	63
4.3.3	Forzantes de la simulación actual	65
4.3.4	Validación del modelo con observaciones recientes	65
4.3.5	Simulaciones para el Holoceno Medio y el Último Máximo Glacial.....	67
4.3.6	Simulaciones de atribución.....	70
5.	Discusiones.....	72
5.1	Representatividad del Reanálisis ERA5 aplicado a Rapa Nui	72
5.2	¿Cómo es el clima actual en Rapa Nui?	74
5.3	Evolución hidrológica del humedal Rano Raraku	79

5.4	Modelo de Hostetler (1995) para reconstruir cambios en el nivel de lagos	82
5.5	Diagnóstico del humedal Rano Raraku y propuestas de mitigación	84
6.	Conclusiones	87
	Bibliografía.....	89
	Anexo	100

Índice de Figuras

Figura 1.1:	Mapa de ubicación de la isla de Rapa Nui respecto a Chile continental y el continente americano.....	3
Figura 1.2:	Mapa de Rapa Nui y de la ubicación del humedal Rano Raraku.....	4
Figura 2.1:	Batimetría satelital de la cuenca del Pacífico Sureste, se muestra la Cadena de montes submarinos de Pascua (ESC) y el Ridge de Nazca (NR). La línea segmentada muestra el límite entre ambos. Extraído de Ray et al. (2012).	5
Figura 2.2:	Mapa geológico de la isla de Rapa Nui que integra los trabajos de Vezzoli & Acocella (2009) y Gioncada et al. (2010). Notar que la información de los volcanes principales se encuentra separada de la información relacionada a los volcanes secundarios. Extraído de Rojas-Agramonte et al. (2024).....	7
Figura 2.3:	Mapa geológico de Rano Raraku, realizado por Dr. Richard K. Dunn, Norwich University. Diseñado para Easter Island Statue Project (EISP 2015). Extraído de UNESCO (2023a).	9
Figura 2.4:	Una de las quebradas más desarrolladas es Ava Ranga Uka. Se ubica en la ladera SE del volcán Terevaka, iniciando en el humedal Rano Aroi y llegando hasta el borde costero. Fotografía del archivo personal (2023).	10
Figura 2.5:	Perfil esquemático de un cono de toba. Las características de su etapa explosiva se muestran a la izquierda, y las de su etapa de colapso a la derecha. 1) Rocas preexistentes, 2) brecha de explosión, y 3) depósitos piroclásticos. Extraído de Wohletz & Sheridan (1983).	11
Figura 2.6:	Mapa de ubicación de la isla de Rapa Nui respecto a los sistemas atmosféricos principales, con la tasa de precipitación del Pacífico Sur en (mm/año). Extraído de Cañellas-Boltà et al. (2016).....	12
Figura 2.7:	Temperatura promedio diaria registrada por la estación meteorológica Mataveri en el periodo 1970-2020. La línea segmentada muestra la temperatura promedio anual. Extraído de Bradley et al. (2022).	14
Figura 2.8:	Precipitación anual registrada por la estación meteorológica Mataveri en el periodo 1955-2020. La línea segmentada muestra la precipitación promedio anual; la banda incolora se debe a la falta de información para el año 1990. Extraído de Bradley et al. (2022).	14
Figura 2.9:	Histograma de la precipitación acumulada diaria. El eje x corresponde a la precipitación en [mm] mientras que el eje y (en escala logarítmica) corresponde a la cantidad de días con ese registro en el periodo 1955-2020. La precipitación máxima diaria es de 153 [mm]. Extraído de Bradley et al. (2022).	15
Figura 2.10:	Serie de temperatura media anual en Rapa Nui. Se muestra el registro local de la temperatura media anual cerca de la superficie, calculada como el promedio de las temperaturas diurnas máximas y mínimas (curva negra); la temperatura superficial del mar (TSM) estimada a	

partir del producto global ERSSTv5 (curva segmentada roja); y las simulaciones de 35 modelos de clima hacia 2100 con el escenario de altas emisiones globales de GEI (RCP 8.5) (banda gris). Los datos de modelos tienen un filtro que considera periodos de variabilidad mayores a 10 años. Los datos simulados y de TSM tienen una corrección de sesgo respecto de la observación en el periodo 1980-2010. Extraído de Centro de Ciencia del Clima y la Resiliencia (2020).	17
Figura 2.11: Serie de precipitación anual en Rapa Nui. Se muestra el registro local de precipitaciones anuales (curva negra), junto con las simulaciones de 35 modelos de clima hacia 2100 bajo el escenario de altas emisiones globales de GEI (RCP 8.5) (banda gris). Los datos de modelos tienen un filtro que considera periodos de variabilidad mayores a 10 años. Los datos simulados tienen una corrección de sesgo respecto de la observación en el periodo 1980-2010. Extraído de Centro de Ciencia del Clima y la Resiliencia (2020).....	17
Figura 2.12: Modelo cronológico edad-profundidad del testigo RRS1. Notar que las edades están referidas previo al año 1950. Modificado de Morales (2025).	22
Figura 2.13: Esquema que representa el modelo hidrogeológico conceptual de la isla de Rapa Nui. Las flechas verdes representan la evapotranspiración, las de color violeta representan la escorrentía subterránea y las azules la descarga del acuífero a la zona costera. Extraído de Claría (2010)....	26
Figura 2.14: Perfil esquemático en orientación N-S que muestra el modelo hidrogeológico de Rapa Nui, con énfasis en la disposición del acuífero. Notar que los humedales Rano Aroi, Rano Kau y Rano Raraku se encuentran desconectados del acuífero principal. Modificado de Herrera & Custodio (2008).	27
Figura 2.15: Modelo hidrogeológico esquemático que muestra los elementos del balance hídrico del humedal. Modificado de GP Consultores Ltda. (2018).	28
Figura 3.1: Mapa de ubicación de estaciones meteorológicas históricas de la isla de Rapa Nui..	29
Figura 3.2: Mapa de ubicación de los testigos sedimentarios extraídos durante la campaña del año 2023.	35
Figura 3.3: Perfil estratigráfico N-S que recopila los testigos sedimentarios extraídos del humedal hasta el año 2006. Extraído de Sáez et al. (2009).	36
Figura 4.1: Comparación de la precipitación diaria registrada por la estación Mataveri (azul) con los datos entregados por el reanálisis ERA5 (naranjo), a modo de ejemplo se muestran los datos para el periodo 2023-2024.	40
Figura 4.2: Comparación de la precipitación anual registrada por la estación Mataveri (azul) con los datos entregados por el reanálisis ERA5 (naranjo) y sus respectivos promedios (líneas segmentadas) en el periodo 1940-2024.	41
Figura 4.3: Comparación de la temperatura promedio anual registrada por la estación Mataveri (azul) con la temperatura promedio anual otorgada por el reanálisis ERA5 (naranjo) en el periodo 1940-2024.	41
Figura 4.4: Covariabilidad diaria por año entre la estación Mataveri y el reanálisis ERA5. Se observa que luego de 1971 el coeficiente de correlación de Pearson aumenta bastante, por lo que el modelo reflejaría mejor la realidad desde 1972 en adelante.	42
Figura 4.5: Scatter plot que muestra la covariabilidad anual entre la estación Mataveri y el reanálisis ERA5, considerando dos periodos: antes de 1980 (puntos blancos) y desde 1980 (puntos azules).	43
Figura 4.6: Covariabilidad interdaria estacional e interanual estacional, entre la estación Mataveri y el reanálisis ERA5. Se observa una correlación en general débil para el periodo 1940-1979 y fuerte para el periodo 1980-2024.....	43

Figura 4.7: Distribución mensual de la precipitación y temperatura (máxima, mínima y media), para la serie entregada por el reanálisis ERA5 de 1940 al 2025.	44
Figura 4.8: Comparación de la precipitación diaria registrada por la estación EISP (naranjo), Mataveri (azul) y el reanálisis (verde).	45
Figura 4.9: Comparación de la precipitación mensual registrada por la estación EISP (naranjo), Mataveri (azul) y el reanálisis (verde).	45
Figura 4.10: Scatter plot de la covariabilidad diaria de la precipitación registrada por la estación EISP y la estación Mataveri (izquierda), junto con el scatter plot de la covariabilidad diaria de la precipitación registrada por la estación EISP y los datos del reanálisis ERA5 (derecha).	46
Figura 4.11: Covariabilidad diaria estacional de la precipitación registrada por la estación EISP y la estación Mataveri (panel izquierdo), junto a la covariabilidad diaria estacional de la precipitación registrada por la estación EISP y el reanálisis ERA5 (panel derecho).	46
Figura 4.12: Comparación de la precipitación diaria registrada por la estación RR850 (naranjo), Mataveri (azul) y el reanálisis (verde).	47
Figura 4.13: Comparación de la precipitación mensual registrada por la estación RR850 (naranjo), Mataveri (azul) y el reanálisis (verde).	48
Figura 4.14: Scatter plot de la covariabilidad diaria de la precipitación registrada por la estación RR850 y la estación Mataveri (izquierda), junto con el scatter plot de la covariabilidad diaria de la precipitación registrada por la estación RR850 y los datos del reanálisis ERA5 (derecha).	48
Figura 4.15: Covariabilidad diaria estacional de la precipitación registrada por la estación RR850 y la estación Mataveri (panel izquierdo), junto a la covariabilidad diaria estacional de la precipitación registrada por la estación RR850 y el reanálisis ERA5 (panel derecho).	49
Figura 4.16: Mapa de sesgo factorial de la precipitación tomando como referencia los datos registrados por la estación Mataveri. Las curvas de nivel son equidistantes cada 50 metros.	50
Figura 4.17: Mapa de covariabilidad espacial de la precipitación tomando como referencia los datos registrados por la estación Mataveri. Las curvas de nivel son equidistantes cada 50 metros.	51
Figura 4.18: Mapa de compuestos de precipitación y vectores de transporte de humedad promedio a escala regional, para la temporada de invierno (June-July-August) en el periodo 1990-2019...	52
Figura 4.19: Mapa de compuestos de precipitación y vectores de transporte de humedad promedio a escala regional, para la temporada de verano (December-January-February) en el periodo 1990-2019.	52
Figura 4.20: (a) Imagen satelital que muestra el índice mNDWI para el humedal en febrero del 2012 (primera imagen disponible). (b) Imagen satelital que muestra cuando el humedal había recuperado parte de su espejo de agua en el año 2019, previo a secarse por completo.	53
Figura 4.21: Variación del área y altura del espejo de agua de Rano Raraku en el periodo 1964-2024, comparada con las variaciones de temperatura y precipitación registradas por la estación Mataveri en el mismo periodo.	54
Figura 4.22: Variación de la altura de columna de agua de Rano Raraku comparada con el promedio móvil de 48 meses de precipitación, en base a los datos registrados por la estación Mataveri, en el periodo 1940-2024.	54
Figura 4.23: Perfil estratigráfico N-S que muestra la correlación del testigo RRS1 con otros testigos extraídos del humedal por criterios litoestratigráficos y cronoestratigráficos. Modificado de Sáez et al. (2009) y Morales (2025).	57

Figura 4.24: Perfil estratigráfico W-E que muestra la correlación del testigo RRS1 con otros testigos extraídos del humedal por criterios litoestratigráficos y cronoestratigráficos. Modificado de Sáez et al. (2009) y Morales (2025).....	58
Figura 4.25: Evolución teórica del humedal Rano Raraku entre 11700 a 4300 cal yr BP, a partir de información derivada de estudios paleoclimáticos y paleoambientales.....	59
Figura 4.26: Evolución teórica del humedal Rano Raraku entre 4300 cal yr BP y el año 2012, previo al desecamiento del cuerpo de agua, basado en estudios paleoclimáticos y paleoambientales.....	60
Figura 4.27: Principales componentes del balance hídrico de Rano Raraku en mm/año. Las componentes son precipitación (barras azules) y ET ₀ (línea naranja).....	61
Figura 4.28: Comparación de las series meteorológicas mensuales registradas por la estación Mataveri y la estación EISP en el periodo abril 2011-marzo 2012	62
Figura 4.29: Balance hídrico anual del humedal, para el periodo 1955-2024, que considera las variables Pp y ET ₀ . Los excedentes se muestran como barras verdes y los déficits como barras rojas. Se observa un déficit hídrico importante en los últimos 15 años.....	62
Figura 4.30: Curvas hipsográficas de la cuenca de Rano Raraku.	63
Figura 4.31: Curvas de sensibilidad del modelo ante variaciones en la temperatura (gráfico superior izquierdo), rango térmico diario (gráfico superior derecho), índice de escorrentía (gráfico inferior izquierdo) y precipitación (gráfico inferior derecho).	64
Figura 4.32: Climograma que muestra la climatología actual de Rano Raraku (temperatura y precipitación mensual), estimada a partir de los análisis climáticos llevados a cabo en este trabajo.	65
Figura 4.33: Simulación de las variaciones del nivel del humedal Rano Raraku (línea azul) comparada con los niveles observados (puntos naranjos) desde 1964 al 2024.....	66
Figura 4.34: Simulación de las variaciones del nivel del humedal Rano Raraku (línea azul) comparada con los niveles observados (puntos naranjos) desde 1964 al 2009.....	67
Figura 4.35: En la fila superior, de izquierda a derecha, se muestra el climograma de Rano Raraku para el Holoceno Medio (6.5-5.5 cal kyr BP) y el climograma de Rano Raraku para el Último Máximo Glacial (23-19 cal kyr BP). En la fila inferior, de izquierda a derecha, se muestran las diferencias de temperatura (°C) y precipitación (%) del Holoceno Medio respecto del clima preindustrial y las mismas diferencias entre el Último Máximo Glacial respecto del clima preindustrial. Datos derivados del atlas interactivo IPCC WGI (Gutiérrez et al., 2021; Iturbide et al., 2022).	68
Figura 4.36: Simulación de los niveles de Rano Raraku en el Holoceno Medio (línea azul), el nivel promedio es de 2.36 metros (línea segmentada roja).	69
Figura 4.37: Simulación de los niveles de Rano Raraku en el Último Máximo Glacial (línea azul), el nivel promedio es de 14.45 metros (línea segmentada roja).	69
Figura 4.38: Comparación de niveles observados (barras azules) e inferidos (barras celestes con tramo diagonal) con niveles simulados (barras verdes) en el periodo reciente con el efecto de la megasequía (1964-2024), sin el efecto de la megasequía (1964-2009), en el Holoceno Medio (6.5-5.5 cal kyr BP) y en el Último Máximo Glacial (23-19 cal kyr BP).	70
Figura 4.39: Gráfico que muestra el cambio en el nivel del lago que aportan las diferencias de temperatura (barra naranja) y precipitación (barra azul), en el Holoceno Medio y en el Último Máximo Glacial. Los rombos representan el porcentaje de cambio neto respecto de la simulación actual (2.59 metros de columna de agua promedio).....	71

Figura 5.1: Compuestos de la trayectoria retrógrada anual de las parcelas de aire (96 h) para años anómalamente húmedos (panel superior) y secos (panel inferior). Años húmedos (desviación estándar >1 por encima de la media): 1959, 1962, 1972, 1979, 1983, 1984, 1993, 2000, 2007, 2009.	
Años secos (desviación estándar >1 por debajo de la media): 1956, 1961, 1965, 1966, 1967, 1971, 2010, 2011, 2016, 2017. Extraído de Bradley et al. (2022).....	77
Figura 5.2: Mapa de isoyetas de la isla, que considera las sombras pluviométricas. Extraído de Puleston et al. (2017).....	78

Índice de Tablas

Tabla I: Detalle de muestras incluidas en el modelo cronológico con su respectiva edad y profundidad. Modificado de Morales (2025).	22
Tabla II: Resumen de información climática disponible de la isla de Rapa Nui.....	30
Tabla III: Resumen de imágenes satelitales, aerofotogramétricas y niveles reportados del humedal Rano Raraku.	32
Tabla IV: Resumen de simulaciones del nivel del lago de Rano Raraku realizadas en este estudio.	38
Tabla V: Coeficientes de escorrentía para T = 10 años. Extraído de MOP-DV (2017).....	39
Tabla VI: Periodos con cambios paleoambientales y paleoclimáticos significativos en Rano Raraku durante el Holoceno, con sus coeficientes de cultivo (Kc) y altura de columna de agua asociada.	56
Tabla VII: Coeficiente de escorrentía para Rano Raraku a partir de valores tabulados.	66
Tabla VIII: Cantidad de ganado registrado en la isla de Rapa Nui por año.	82
Tabla IX: Comparación de niveles pasados de Rano Raraku inferidos y simulados.	83

1. Introducción

El cambio climático se define como una alteración en el estado del clima que puede identificarse mediante cambios en el promedio y/o variabilidad de sus propiedades, los que persisten por períodos de décadas o más. Estos cambios pueden ser provocados por procesos naturales internos, o bien por forzantes externas como variaciones en el ciclo solar, erupciones volcánicas y/o cambios antropogénicos en la composición de la atmósfera o en el uso de suelos (IPCC, 2023).

En la actualidad, sus efectos se manifiestan como un incremento en 1.1°C en la temperatura superficial global comparando el periodo 2011-2020 respecto al periodo 1850-1900, principalmente producto de emisiones de gases de efecto invernadero (GEI) por actividades humanas. Las concentraciones atmosféricas de gas metano y óxido nitroso han aumentado desde 1850 a niveles sin precedentes en los últimos 800 mil años (Louergue et al., 2008; Schilt et al., 2010), mientras que los niveles actuales de dióxido de carbono son más altos que en cualquier momento de los últimos 3 millones de años (Hönisch et al., 2009; Rae et al., 2021). Esto ha generado cambios extensos y rápidos en la atmósfera, océano, criósfera y biosfera; y ha desencadenado alteraciones en la frecuencia e intensidad de eventos meteorológicos y climáticos extremos como olas de calor, ciclones tropicales, precipitaciones intensas y sequías (IPCC, 2023).

Según el Reporte de Síntesis del Cambio Climático 2023 realizado por el IPCC (2023), las proyecciones basadas en multi-modelos indican que, a corto plazo (antes del año 2040), la temperatura superficial global aumentará en menos de 1.5°C si para el año 2030 se reducen en un 43% las emisiones globales de GEI respecto al año 2019. Para limitar el calentamiento a 2°C , las proyecciones indican que se deberían reducir en un 21% las emisiones globales de estos gases en el mismo periodo. A largo plazo (después del año 2040), se estima un aumento de 1.4°C en la temperatura superficial global, considerando un escenario de bajas emisiones de GEI. Por otro lado, se espera un aumento de 4.4°C en un escenario de altas emisiones de estos gases.

Parte de los efectos del cambio climático también han sido un aumento en la precipitación media mundial en superficies continentales desde 1950, acompañado de un aumento en la frecuencia e intensidad de eventos de precipitación intensa. Sin embargo, en algunas regiones se ha manifestado un aumento en los déficits de precipitación. En este sentido, se prevé que a corto y largo plazo las precipitaciones aumentarán en las latitudes altas, en el Pacífico ecuatorial y en partes de las regiones monzónicas, pero disminuirán en partes de los subtrópicos y en zonas limitadas de los trópicos (IPCC, 2021; Seneviratne et al., 2023).

El incremento en la frecuencia de eventos de sequía en algunas regiones ha provocado el desecamiento de lagos en distintos lugares del mundo en los últimos años, por ejemplo: Mar de Aral en Asia Central, Lago Chad en África, Lago Figuibine en Mali, Lago Poopó en Bolivia, Lago Assal en Yibuti, Lago Urmia en Irán y Laguna Aculeo en Chile Central, entre otros casos (Valdés-Pineda et al., 2022).

Otro caso de desecamiento reciente es el del humedal Rano Raraku en la isla de Rapa Nui, Chile. Esta laguna manifestó una disminución sostenida de su nivel de agua en la última década, hasta el año 2019 cuando se secó por completo. Hasta la fecha de publicación de este trabajo no ha mostrado signos de recuperación. Hay autores que indican que la isla de Rapa Nui puede ser un microcosmos

del planeta Tierra, cuya historia contiene importantes enseñanzas para nuestro futuro colectivo (Mulloy, 1974; Kirch, 1997; Mann et al., 2008). Por ende, en el contexto global actual, causa especial interés su estudio y en particular del humedal previamente mencionado. Este trabajo busca reconstruir el balance hídrico del humedal Rano Raraku a lo largo del Holoceno, analizar sus variaciones hidrológicas y los factores que las condicionan, a partir de proxies climáticos y geológicos. Con ello, se espera generar una línea de base para evaluar si la disminución del nivel de agua actual constituye un evento anómalo o forma parte de la variabilidad climática natural, comparando su estado a lo largo del último siglo con sus cambios más significativos a lo largo de los últimos 11700 años.

1.1 Motivación de este estudio

Este humedal se emplaza en un sitio de suma importancia para la comunidad indígena Rapa Nui, dado que en este lugar se encuentra la cantera de los moai y porque también se desempeñaban competencias del festival cultural Tapati Rapa Nui.

Rano Raraku corresponde a un acuífero aislado según Herrera & Custodio (2008) y GP Consultores Ltda. (2018), sustentado por unidades sedimentarias de muy baja permeabilidad, cuya única recarga corresponde a precipitaciones que caen directamente sobre el espejo de agua sumado a la escorrentía desde sus laderas. Durante los 30 años previos a 2017, este cuerpo de agua mantuvo una profundidad de entre 2 y 4 metros (Argiriadis et al., 2021). Lamentablemente, su nivel descendió de manera acelerada a lo largo de esta última década, hasta secarse por completo el año 2019. Posterior a esto, el 4 de octubre del año 2022 se produce un incendio forestal intencional que, de acuerdo con la UNESCO (2023a), arrasa con 240 hectáreas del volcán Rano Raraku y sus alrededores, dañando parte del patrimonio arqueológico y afectando tanto el interior del cráter como las laderas exteriores.

Ante lo anterior, surge un proyecto denominado “Voluntariado Científico Rapa Nui 2023” (CONAF Rapa Nui, 2023), cuyos principales objetivos fueron diagnosticar el estado del humedal tras el incendio, evaluar la estabilidad del paleoacantilado del volcán Rano Raraku y realizar difusión geocientífica. De este esfuerzo conjunto con CONAF derivan distintos proyectos de investigación, en el que se enmarca este trabajo, que busca reconstruir las variaciones del nivel del agua a lo largo del Holoceno y las precipitaciones que controlaron estas variaciones.

1.2 Zona de estudio

Rapa Nui corresponde a una de las zonas habitadas más aisladas del planeta, una isla volcánica oceánica ubicada en el Pacífico Suroriental, a 3700 km al oeste de Chile continental, específicamente en las coordenadas 27°12'S, 109°36'O como se muestra en la Figura 1.1. Esta isla cuenta con una superficie total de 166 km² según datos del Consejo de Monumentos Nacionales de Chile (2019), y destaca a nivel mundial por sus moai, esculturas megalíticas que de acuerdo con Cristino et al. (2001) fueron elaboradas por el pueblo Rapa Nui a partir de 900-1000 d.C, con el fin de representar a sus antepasados.

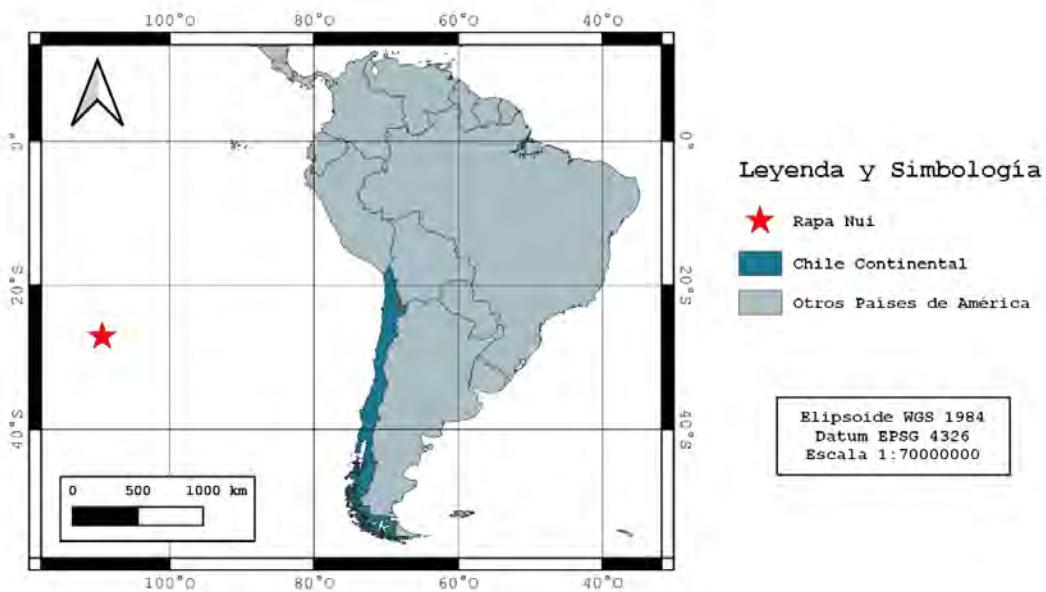


Figura 1.1: Mapa de ubicación de la isla de Rapa Nui respecto a Chile continental y el continente americano.

La isla no cuenta con cursos de agua permanentes, por lo que el agua dulce proviene de vertientes en la costa, cuevas, pozos ancestrales y tres fuentes de agua dulce superficial, que corresponden a los humedales Rano Kau, Rano Aroi y Rano Raraku. Estos se encuentran en los cráteres de los volcanes Rano Kau, Mauja Terevaka y Rano Raraku, respectivamente. En la actualidad (2025), solo el humedal Rano Kau mantiene un espejo de agua activo.

Este trabajo se centra en el humedal Rano Raraku, que se encuentra cercano a la costa sureste de la isla (Figura 1.2), con un diámetro aproximado de 600 metros, de forma ovalada con 420 metros de largo en dirección N-S y 320 metros de ancho de E-W, y a 81 metros de altitud según datos de la UNESCO (2023b).

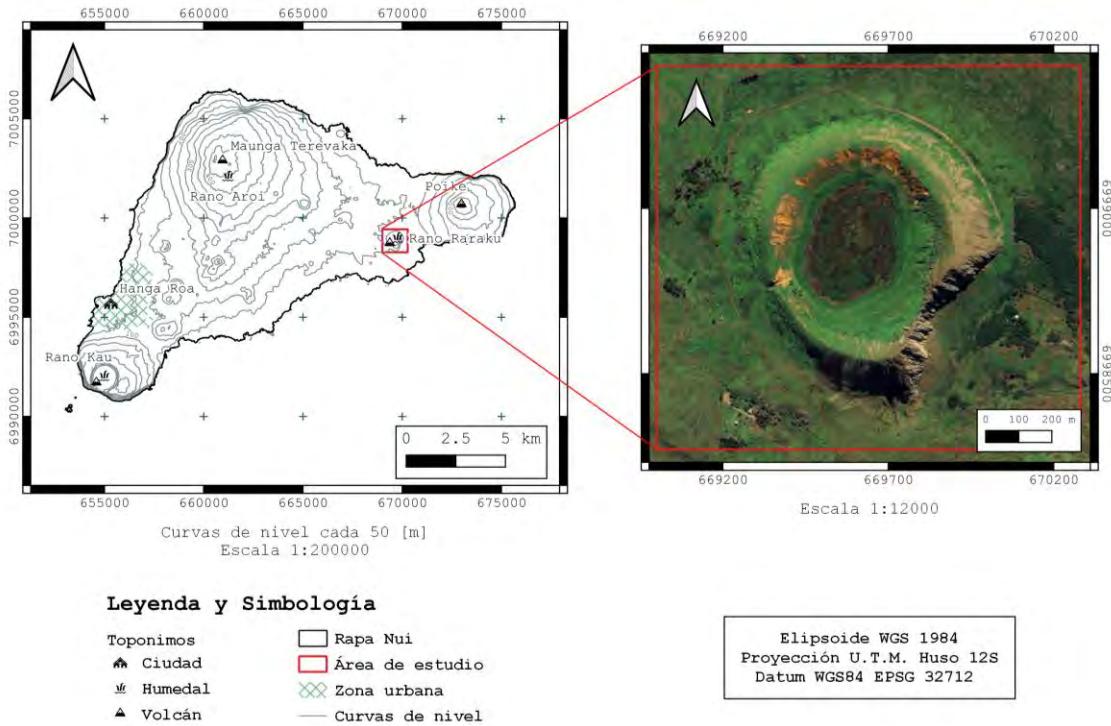


Figura 1.2: Mapa de Rapa Nui y de la ubicación del humedal Rano Raraku.

1.3 Hipótesis

La reconstrucción del balance hídrico del humedal Rano Raraku a lo largo del Holoceno, junto con el análisis de sus variaciones hidrológicas y los factores que las condicionan, permitirá evaluar si su desecamiento actual constituye un evento anómalo o forma parte de la variabilidad climática natural.

1.4 Objetivos

1.4.1 Objetivo General

Modelar las variaciones del nivel del espejo de agua y reconstruir las condiciones climáticas en el humedal Rano Raraku durante el Holoceno.

1.4.2 Objetivos Específicos

- Evaluar la distribución y variabilidad climática de pequeña escala en la isla, lo que permite determinar las forzantes climáticas en el humedal.
- Evaluar la relación entre el clima local de la isla y el clima a gran escala, para validar el uso de datos del modelo PMIP4.
- Determinar las variaciones del nivel de agua de Rano Raraku a partir de mediciones locales (último siglo) y a partir del registro estratigráfico (desde el Último Máximo Glacial al Holoceno tardío).
- Estimar el balance hidrológico del humedal durante el último siglo (anual) y a escala del Holoceno (multicentenario a multimilenial).

2. Marco Teórico

2.1 Marco Geológico

2.1.1 Contexto geodinámico

Rapa Nui es una isla oceánica intraplaca que se emplaza dentro de la placa de Nazca, a ~350 km al este de la Dorsal del Pacífico Oriental (Vezzoli & Acocella, 2009). Pertenece a una cadena de montes submarinos llamada “Cadena Volcánica Salas y Gómez” o “Cadena de montes submarinos de Pascua”, entre otros nombres. Esta cadena tiene una extensión cercana a 2900 km desde la isla de Rapa Nui hasta su punto de unión con el Ridge de Nazca, con un ancho promedio de 200 km y rumbo \sim N85°E (Figura 2.1). Aunque se pueden distinguir dos rumbos a lo largo de este lineamiento, uno N105°E desde el campo volcánico Ahu-Umu (que comienza 130 km al oeste de Rapa Nui) hasta la longitud 107.5°W, y otro N85°E desde la longitud 107°W hacia el este (Rodrigo et al., 2014).

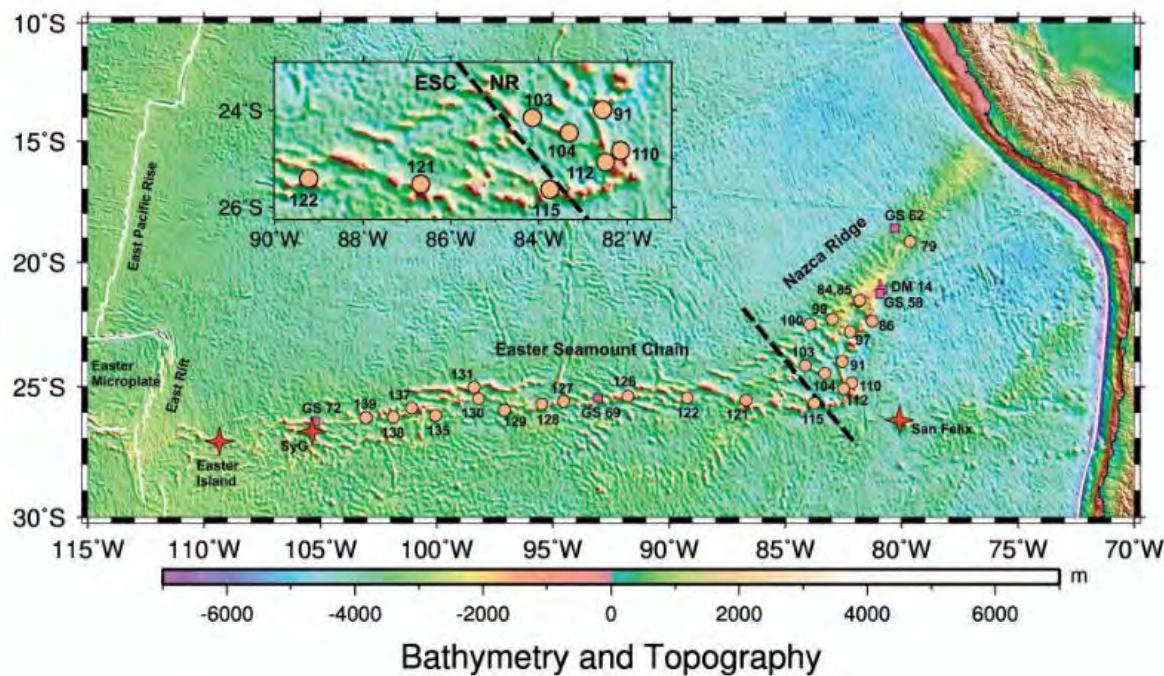


Figura 2.1: Batimetría satelital de la cuenca del Pacífico Sureste, se muestra la Cadena de montes submarinos de Pascua (ESC) y el Ridge de Nazca (NR). La línea segmentada muestra el límite entre ambos. Extraído de Ray et al. (2012).

El concepto de hotspot ha ido mutando con el tiempo, inicialmente Morgan (1971) propuso un modelo que postulaba que los hotspots son conductos fijos respecto al movimiento de las placas tectónicas, que permiten el ascenso de material desde el manto profundo e impulsan la deriva continental. Tres décadas más tarde esta hipótesis derivó en la Hipótesis de la Pluma, que propone que los hotspots son inestabilidades termales que ascienden desde una capa al inferior del manto, que es calentada por el núcleo terrestre. Esta zona de inestabilidad está formada por una cabeza grande y bulbosa, seguida de un conducto de alimentación estrecho que se forma por el ascenso de material caliente y de baja viscosidad a través de una vía preexistente, creada por el paso de la

cabeza de la pluma (Foulger, 2010). Alternativamente, se propone que la Teoría de Placas podría explicar el volcanismo intraplaca, como procesos de segundo orden derivados de la tectónica de placas, la extensión de la litósfera permite el escape a la superficie de material fundido (Foulger, 2020).

La ubicación del hotspot de Pascua sigue siendo controversial, algunos autores apuntan a que se ubica al oeste de la isla (Hagen et al., 1990; Haase et al., 1997; Vezzoli & Acocella, 2009), mientras que otros lo ubican cercano a las islas Salas y Gómez (Ray et al., 2012; Sepúlveda & Lara, 2015; Rodrigo et al., 2014; Pilger & Handschumacher, 1981). Según Ray y colaboradores (2012), tanto el Ridge de Nazca como la Cadena Volcánica Salas y Gómez son parte de la traza del hotspot de Pascua, debido al incremento constante de edades hacia el este. De acuerdo con Sepúlveda & Lara (2015), basándose en análisis de razones isotópicas y elementos trazas de muestras de los volcanes Poike y Rano Kau, indican que ambos volcanes poseen un magma primitivo común con características enriquecidas, formado por la interacción del hotspot de Pascua con la Dorsal del Pacífico Oriental.

2.1.2 Formación de la isla

De acuerdo con Vezzoli & Acocella (2009) y Zúñiga (2022) la formación de la isla de Rapa Nui puede sintetizarse de la siguiente forma:

La actividad subárea del volcán Poike habría comenzado hace 0.542 ± 0.30 Ma y la del volcán Rano Kau hace 0.406 ± 0.023 Ma. La ausencia de inconformidades mayores, meteorización y erosión entre los flujos de lava indicaría que las secuencias de escudo se formaron por una rápida sucesión de erupciones, las que habrían ocurrido de forma simultánea entre estos dos volcanes. El final de esta etapa estaría marcado por la formación de calderas, por erupciones efusivas que vacían cámaras magmáticas someras desencadenando su colapso. En el caso de Rano Kau, su caldera sería resultado de un solo evento de colapso producto de la erupción de lavas benmoreíticas, sin actividad intracaldera que la rellenara posteriormente. Para el caso de Poike, la actividad intracaldera terminó rellenándola, formó el cono volcánico Puakatiki y sus flujos de lava fluyeron en dirección norte. Las últimas fases evolutivas de los volcanes Poike y Rano Kau serían coetáneas con el desarrollo del edificio volcánico del volcán Terevaka, 300 mil años posterior al volcanismo subáreo de los volcanes vecinos. La fase escudo del volcán Terevaka habría terminado hace 0.19 ± 12 Ma, no hay consenso entre los autores sobre si el volcán Terevaka habría llegado a formar una caldera durante esta etapa.

Posterior a la fase de colapso de calderas, se formaron fisuras eruptivas en las laderas de los volcanes Poike, Rano Kau y Terevaka, con orientación NNE-SSW y NE-SW. En el caso de Poike y Rano Kau, la actividad fisural involucró magma rico en sílice que generó explosiones freatomagmáticas, intrusiones subvolcánicas y formó domos vitrofíricos como Maunga Orito, Maunga Vai a Heva, Maunga Tea Tea y Maunga Parehe. Por el contrario, en el caso de Terevaka, la actividad fisural generó grandes flujos de lava, conos de ceniza y volcanes secundarios principalmente alineados de forma NNE-SSW y NE-SW, y en menor medida, algunos alineados WNW-ESE y NW-SE. La actividad eruptiva final de la isla habría ocurrido hace $0.13-0.11$ Ma, correspondiente a los flujos de lava de Roiho de composición basáltica alcalina.

2.1.3 Rocas de la isla

Rapa Nui es una isla volcánica formada casi en su totalidad por rocas volcánicas, las que corresponden a flujos de lava, domos, conos de ceniza y conos de escoria piroclástica, cubriendo un rango composicional que va desde basaltos a riolitas peralcalinas. Los flujos de lava máficos son las rocas más abundantes en la isla, conformando los edificios volcánicos de los tres estratovolcanes principales (Poike, Rano Kau y Terevaka) y constituyendo gran parte de la línea de costa. Por otro lado, los piroclastos conforman depósitos de ceniza y escoria no consolidada, que en algunos puntos de la isla llegaron a consolidarse formando rocas, como en el cono de escoria Puna Pau, y los conos de toba Maunga Toa Toa y Rano Raraku (Gioncada et al., 2010). En la Figura 2.2 se muestra un mapa geológico de la isla de Rapa Nui, que integra las descripciones realizadas por Vezzoli & Acocella (2009) y Gioncada et al. (2010).

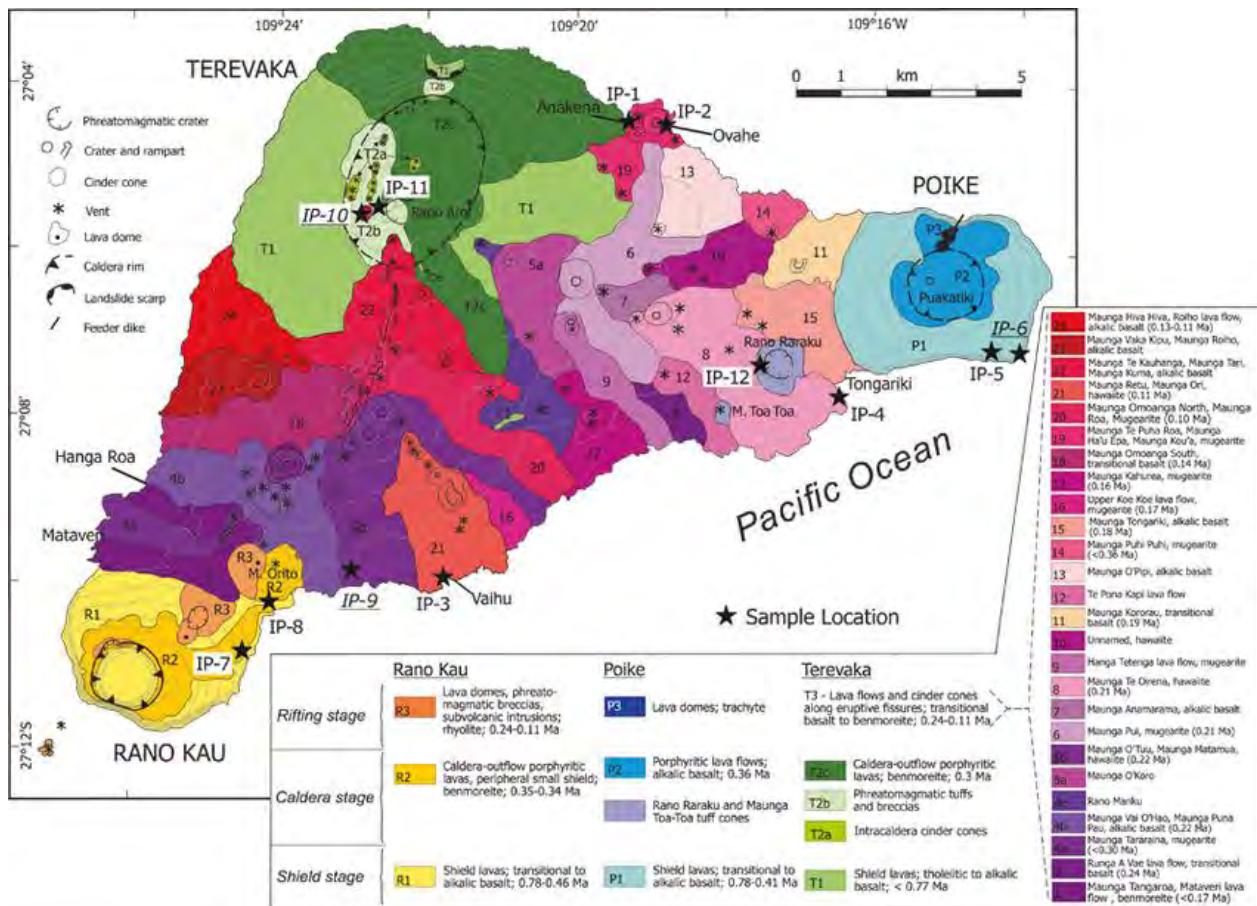


Figura 2.2: Mapa geológico de la isla de Rapa Nui que integra los trabajos de Vezzoli & Acocella (2009) y Gioncada et al. (2010). Notar que la información de los volcanes principales se encuentra separada de la información relacionada a los volcanes secundarios. Extraído de Rojas-Agramonte et al. (2024).

Asimismo, la petrología de Rapa Nui se puede resumir de la siguiente forma, en base a los estudios de Vezzoli & Acocella (2009):

Volcán Poike

Su secuencia escudo corresponde a flujos de lava con manteo de 6° a 8°. Esta secuencia alcanza un espesor de 230 m, consistiendo en basaltos toleíticos a transicionales, de textura afanítica y escasamente porfídica (cristales de plagioclasa y olivino). Hacia la cima del volcán se encuentra el

domo Puakatiki y flujos de lava pahoehoe en dirección N, de composición basáltica alcalina, textura porfídica y vesicular, con abundantes fenocristales de plagioclasa inmersos en una masa fundamental microcristalina de olivino, clinopiroxeno, plagioclasa y minerales opacos. La actividad final de Poike consiste en la formación de tres domos traquíticos: Maunga Vai a Heva, Maunga Tea Tea y Maunga Perehe, alineados en una fisura eruptiva NE-SW. La lava que formó estos domos es de color blanquecina, textura porfídica, con fenocristales de anortoclasa y microfenocristales de olivino, insertos en una masa fundamental de plagioclasa, cuarzo, clinopiroxeno, anfíbol y minerales opacos.

Volcán Rano Kau

Su secuencia escudo corresponde a flujos de lava estratificadas, con manteo de 7° a 10°. Esta secuencia alcanza un espesor de 250 m, consistiendo en basaltos toleíticos a alcalinos, de textura afanítica y microporfídica (cristales de plagioclasa, olivino y piroxeno). Hacia la cima del volcán se encuentran domos y flujos de lava pahoehoe, de composición benmorítica, textura porfídica, con 20% de megacristales de plagioclasa y, en menor medida, fenocristales de clinopiroxeno; su masa fundamental se encuentra desvitrificada y presenta vesículas redondeadas distribuidas uniformemente. Hacia Hanga Vinapu se encuentra un depósito volcanoclastico pumíceo de 2 m de espesor, que separa los flujos benmoríticos de los flujos basálticos de la secuencia escudo.

La actividad final de Rano Kau esta caracterizada por la formación de varios volcanes monogenéticos e intrusiones subvolcánicas de composición riolítica, alineados en una fisura eruptiva NE-SW. Estos productos incluyen los criptodomos vitrofíricos que conforman Motu Nui y Motu Iti, el cuello monolítico de Motu Kao Kao, el intrusivo de Te Kari Kari en la base del acantilado al SW, la erupción freatomagnética que produjo una ensenada del borde norte de la caldera y una brecha rica en obsidiana, el domo de obsidiana perlítica de Te Manavai, junto con su cráter y una brecha rica en obsidiana, y el domo vitrofírico de Maunga Orito.

Volcán Terevaka

Su secuencia escudo corresponde a flujos de lava con manteo de 6° a 11°. Esta secuencia alcanza un espesor de 370 m, consistiendo en basaltos toleíticos a alcalinos, de textura afanítica en la parte inferior y textura porfídica (cristales de plagioclasa) hacia la parte superior. Posterior a la formación de la caldera, la actividad intracaldera habría formado conos de ceniza, tobas y brechas freatomagnéticas, y lavas benmoríticas porfídicas. Estos flujos de lava contienen fenocristales de plagioclasa insertos en una masa fundamental de vidrio muy vesiculado. La actividad final de Terevaka corresponde a flujos de lava de más de 100 centros eruptivos secundarios, alineados en una fisura eruptiva principalmente NE-SW a NNE-SSW. La composición de estos flujos varía entre basaltos alcalinos, basaltos transicionales, hawaiitas, mugearitas y benmoritas.

2.1.4 Formación de Rano Raraku

Rano Raraku es un cono de toba aislado y erosionado, que se encuentra rodeado por flujos de lava del volcán Terevaka de hace 0.21 Ma (Vezzoli & Acocella, 2009). Corresponde a un cono parásito del volcán Poike, formado por una erupción hidromagnética tipo surtseyan (González-Ferrán et al., 2004), con magma de composición mugearítica (Gioncada et al., 2010). Este tipo de erupciones ocurren cuando un volcán secundario al volcán principal entra en erupción en un cuerpo de agua somero (ya sea un lago, río o en el mar). La altura inicial de la columna de agua sobre el

centro eruptivo se encuentra en un rango entre 10 y 100 metros (Németh & Kósik, 2020). Al momento de la erupción parte del cono de toba de Rano Raraku estaba bajo el nivel del mar, lo que provocó que el vidrio volcánico liberara sus cationes móviles, fijando H₂O, lo que a su vez produjo la formación de minerales arcillosos en los bordes del vidrio, permitiendo la consolidación del depósito piroclástico (Gioncada et al., 2010).

2.1.5 Rocas de Rano Raraku

De acuerdo con Dunn & Dana (2018), Rano Raraku está constituido por toba de lapilli (ceniza solidificada con fragmentos tamaño grava (2-64 mm)) y ceniza volcánica estratificada. Hacia el sector norte y oeste de Rano Raraku la toba se encuentra fuertemente meteorizada, mientras que hacia el borde este y sur se observan afloramientos de toba consolidada levemente meteorizada, junto con depósitos coluviales derivados de la construcción de los moai (Figura 2.3).

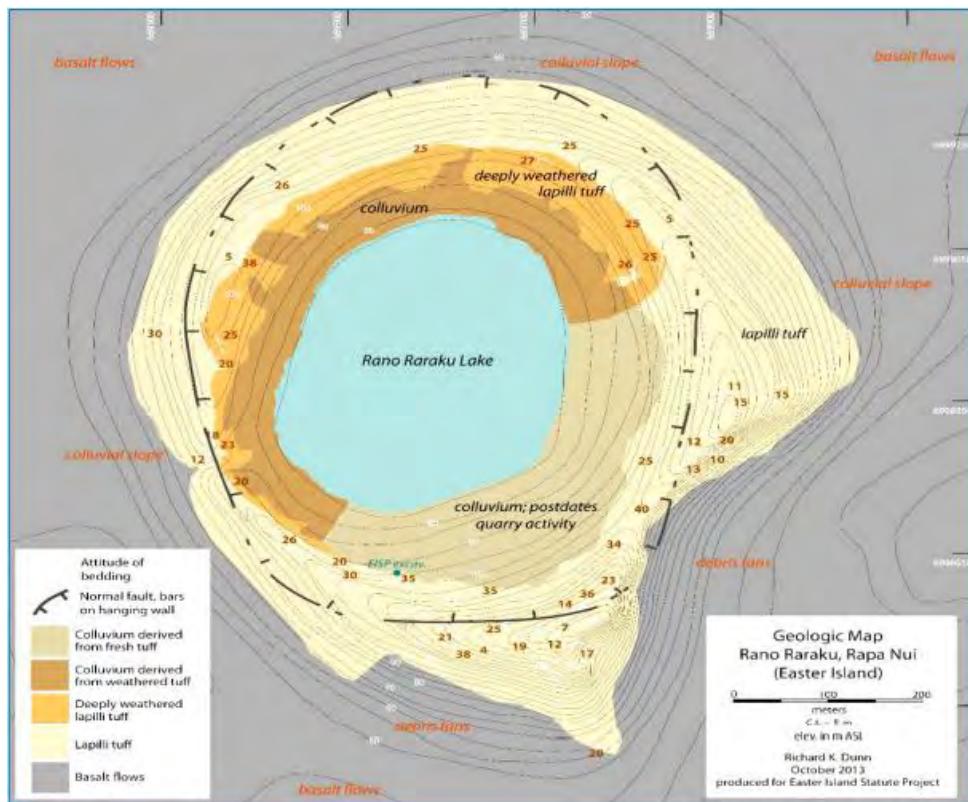


Figura 2.3: Mapa geológico de Rano Raraku, realizado por Dr. Richard K. Dunn, Norwich University. Diseñado para Easter Island Statue Project (EISP 2015). Extraído de UNESCO (2023a).

Según Vezzoli & Acocella (2009) y Gioncada et al. (2010), en general la toba que conforma Rano Raraku se encuentra estratificada, moderadamente litificada, ligeramente alterada a palagonita y está compuesta por sideromelano (vidrio volcánico de composición basáltica) con microlitos principalmente de plagioclasa, junto con fragmentos líticos tamaño bloque de lavas más antiguas. Los juveniles corresponden a lapilli basáltico escoriáceo y vesicular, con fenocristales de olivino, clinopiroxeno, plagioclasa, apatito, ilmenita y óxidos de Fe-Ti. Como minerales secundarios se encuentra óxido de Mn en granos y rellenando cavidades, zeolitas y carbonato de calcio llenando poros, y arcillas del grupo de la esmectita alterando el vidrio volcánico en los bordes y también

rellenando vesículas. Particularmente en el sector noroeste de Rano Raraku la toba se encuentra fuertemente alterada a ceniza rojiza.

2.1.6 Geomorfología

Sistema de drenaje de la isla

El sistema de drenaje de la isla se encuentra poco desarrollado, debido a la corta edad de los depósitos y la alta permeabilidad del terreno, estando prácticamente ausente en los volcanes Rano Kau y Poike. Se expresa principalmente en el volcán Terevaka, con un sentido de aporte en forma radial centrífugo, presentándose desde la cima hasta las planicies centrales donde desaparece antes de alcanzar el mar (Figura 2.4). Las quebradas que se dirigen hacia el sector sur y sureste son poco profundas y poseen escaso material detrítico, mientras que las dirigidas hacia el sector norte y noroeste presentan una mayor profundidad (Pincheira, 2003).



Figura 2.4: Una de las quebradas más desarrolladas es Ava Ranga Uka. Se ubica en la ladera SE del volcán Terevaka, iniciando en el humedal Rano Aroi y llegando hasta el borde costero. Fotografía del archivo personal (2023).

Rano Raraku

Los conos de toba son uno los productos más comunes de las erupciones hidromagmáticas explosivas. Si bien no se han realizado descripciones a detalle de la geomorfología de Rano Raraku, si existen descripciones de las características principales de los conos de toba. En general, tienen perfiles topográficos altos y laderas externas con pendientes moderadas (25° a 30°), corresponden a volcanes de pequeño tamaño (menores a 5 km de diámetro), con cráteres relativamente grandes (Sheridan & Wohletz, 1983). A medida que la erupción progresó, los conos de toba se profundizan y se ensanchan, lo que conlleva la formación de estructuras de colapso y deslizamiento en sus laderas internas. La posición del centro eruptivo o los vientos predominantes pueden generar depósitos asimétricos, lo que dificulta su descripción morfológica. Por ello, Wohletz & Sheridan (1983) proponen los siguientes parámetros para describirlos (Figura 2.5): el máximo espesor del

depósito, medido desde el borde del cráter (T_m), el ancho de borde a borde del cráter (W_r), la pendiente máxima de las laderas externas (θ_m) y longitud de recorrido (L_r).

Morales (2025) define estos parámetros para Rano Raraku basándose en un modelo digital de elevación de alta resolución, extraído por Luis Godoy durante el Voluntariado Científico Rapa Nui 2023 mediante un dron *DJI Phantom 4 Pro*. En este sentido, el máximo espesor del depósito sería de aproximadamente 90 metros, el ancho del cráter sería cercano a 500 metros, la pendiente máxima de sus laderas $\sim 12^\circ$ y la longitud de recorrido unos 300 metros.

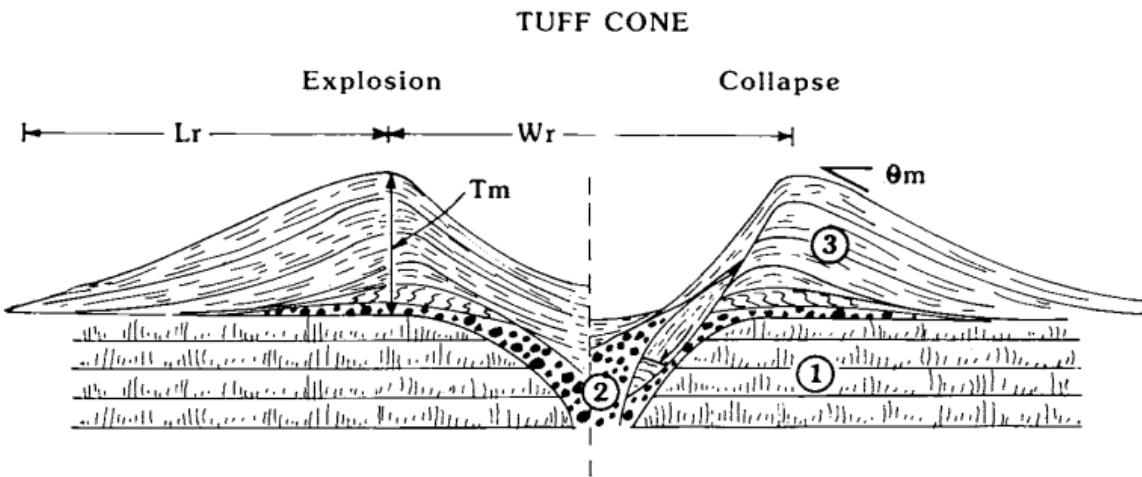


Figura 2.5: Perfil esquemático de un cono de toba. Las características de su etapa explosiva se muestran a la izquierda, y las de su etapa de colapso a la derecha. 1) Rocas preexistentes, 2) brecha de explosión, y 3) depósitos piroclásticos. Extraído de Wohletz & Sheridan (1983).

En cuanto al fondo del lago que albergaba el cráter de Rano Raraku, Sáez et al. (2009) menciona que tiene una morfología tipo *flat-bottom*, es decir, con un perfil topográfico prácticamente horizontal, y pendientes relativamente pronunciadas hacia los márgenes. Se encontraba rodeado por un cinturón litoral de totoras (*Scirpus sp.*) y presentaba islotes flotantes de la misma vegetación, los que se acumulaban hacia el margen oriental del humedal, producto de los vientos con dirección predominantemente del oeste.

No se han identificado sedimentos que se puedan asociar a líneas de costa o terrazas lacustres (Sáez et al., 2009), solo se han distinguido fósiles de rizomas de totora (*Scirpus californicus*) y rizomas de helechos (posiblemente de *Asplenium sp.*, *Thelypteris gongyloides* o *Vittaria elongata*) en la ladera oeste y noreste del cráter, los que indicarían un antiguo nivel del lago que estuvo al menos 10 metros por sobre el nivel que se observaba en el año 2009 (Horrocks et al., 2012).

2.2 Marco climático actual

2.2.1 Factores condicionantes del clima en Rapa Nui

La isla de Rapa Nui se encuentra en medio del Pacífico Suroriental y su clima está influenciado por la interacción entre patrones oceánicos y atmosféricos de gran escala, principalmente la Zona de Convergencia Intertropical (ITCZ), las trayectorias de tormenta del oeste, que corresponden a tormentas ciclónicas transportadas por los vientos del oeste del hemisferio sur (SWW), la Zona de

Convergencia del Pacífico Sur (SPCZ) y el Anticiclón del Pacífico Sur (SPA) (Sáez et al., 2009; Margalef et al., 2013; Margalef et al., 2014; Cañellas-Boltà et al., 2016; Bradley et al., 2022). La ubicación de la isla respecto a estos sistemas atmosféricos se muestra en la Figura 2.6.

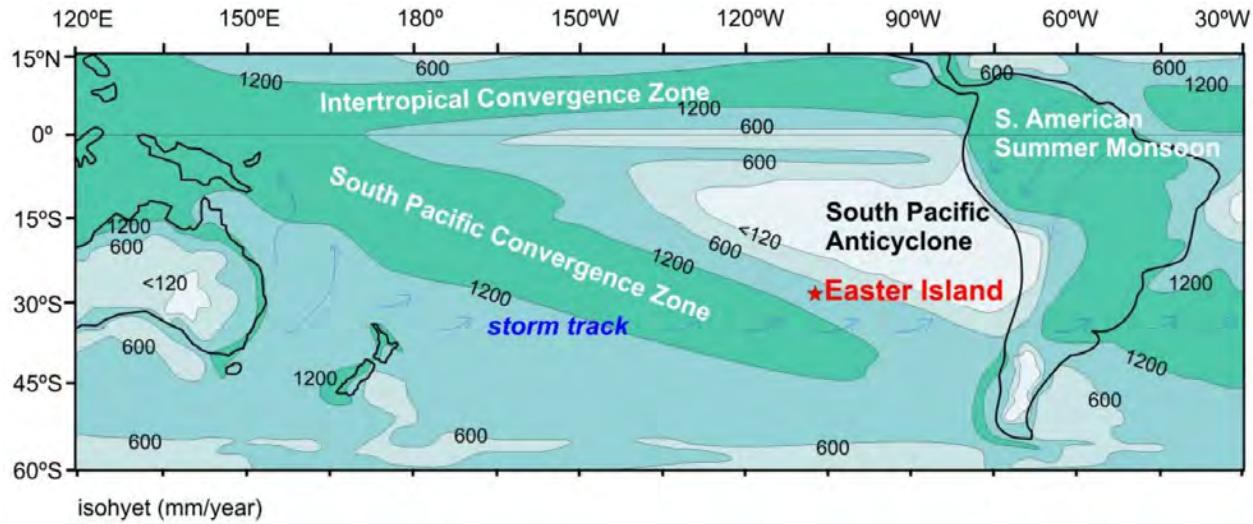


Figura 2.6: Mapa de ubicación de la isla de Rapa Nui respecto a los sistemas atmosféricos principales, con la tasa de precipitación del Pacífico Sur en (mm/año). Extraído de Cañellas-Boltà et al. (2016).

La Zona de Convergencia Intertropical se encuentra en la región ecuatorial. Es un cinturón de baja presión permanente debido a la convergencia de los vientos alisios del noreste y del sureste, cargados de calor y humedad, generando una zona de alta convección, nubosidad y precipitación intensa. La ITCZ migra, tanto estacionalmente como en escalas de tiempo mayores, hacia el hemisferio más cálido y con un gradiente de temperatura más débil, siendo un factor mayor en el clima de la isla en verano (Waliser & Jiang, 2015; Kim et al., 2024).

Las trayectorias de tormenta (*storm tracks*) corresponden a regiones en latitudes medias (~30°-60°) donde los ciclones extratropicales son más comunes, es decir, donde hay mayor probabilidad de que se genere una zona con un mínimo local en la presión del nivel del mar. Su intensidad y posición varían estacionalmente, y en respuesta a otras variables naturales como la temperatura superficial del mar tropical, afectando en mayor medida el clima de la isla durante la temporada de invierno (Shaw et al., 2016).

La Zona de Convergencia del Pacífico Sur es una banda diagonal que se extiende desde la cuenca cálida del Pacífico Occidental hacia la Polinesia Francesa, de intensas precipitaciones y convección atmosférica profunda. Varía en su ubicación, extensión e intensidad a escala estacional, interanual e interdecadal; siendo la variabilidad interanual modulada principalmente por El Niño-Oscilación del Sur (ENSO) y la interdecadal por la Oscilación Interdecadal del Pacífico (IPO) (Brown et al., 2020; Higgins et al., 2020).

El Anticiclón del Pacífico Sur (SPA) o Alta Presión Subtropical del Pacífico Sur (SPSH) es un centro de alta presión atmosférica semi-permanente, que se desarrolla sobre el sureste del océano Pacífico. Se asocia al movimiento de la célula de Hadley que genera un cinturón de alta presión en ambos hemisferios, siendo el anticiclón localmente más intenso que el resto de la banda de alta presión. El SPA manifiesta variabilidad en intensidad y posición a escalas estacional, interanual y decadal; en particular, la variabilidad interanual está asociada al ENSO y la decadal a la Oscilación

Decadal del Pacífico (PDO) (Flores-Aqueveque et al., 2020; Fahad et al., 2021). Por su parte, la PDO consiste en un patrón de variabilidad del clima del Pacífico similar al ENSO, de larga duración (decadal), que genera variaciones en la temperatura superficial del mar en el Pacífico Norte. Sus efectos en el área subtropical del Pacífico Sur se manifiestan como un aumento (disminución) de las precipitaciones durante su fase cálida (fría) (Mantua & Hare, 2002).

En el contexto de Rapa Nui, Sáez et al. (2009), Cañellas-Boltà et al. (2016) y Lima et al. (2020) señalan que la precipitación en la isla depende de las masas de aire oceánico que la cruzan hacia el oeste, las que están controladas por la interacción de los sistemas atmosféricos previamente descritos. Las tasas de precipitación aumentan en los meses de otoño e invierno, cuando el SPA se debilita y migra hacia el norte junto con el ITCZ, SPCZ y los SWW, permitiendo el paso hacia la isla de los frentes de tormenta asociados a los vientos del oeste. En los meses de verano y primavera, el SPA se desplaza hacia el sur bloqueando los SWW al norte de los 34°S, por lo que la precipitación está controlada principalmente por la brisa terrestre-marina, la convección inducida por temperaturas superficiales del mar más cálidas y la propia orografía de Rapa Nui.

Además, según Bradley et al. (2022) la SPCZ controla el flujo de humedad hacia la isla, lo que influye en la columna de vapor de agua precipitable. Debido a que la isla se encuentra cercana al límite donde la evaporación anual excede la precipitación, es sensible a pequeños cambios en la posición e intensidad de la SCPZ y el SPA. Por ejemplo, la célula de Hadley se intensifica durante los eventos de El Niño, lo que puede gatillar condiciones más secas en Rapa Nui.

Por último, es necesario hacer hincapié en el ENSO, un fenómeno océano-atmosférico que ocurre en el Pacífico Tropical y presenta dos fases extremas, El Niño y La Niña. El Niño corresponde al calentamiento del Océano Pacífico tropical cada 2 a 7 años, mientras que La Niña corresponde a la fase fría opuesta (Poveda & Mesa, 1996; Capotondi et al., 2015). No existe un consenso sobre los efectos del ENSO sobre la precipitación en la isla de Rapa Nui, mientras algunos autores sostienen que no existe una correlación significativa (Genz & Hunt, 2003; Cañellas-Boltà et al., 2016; Bradley et al., 2022; Steiger et al., 2022) otros indican que durante eventos de El Niño aumenta la precipitación en la isla y durante eventos de La Niña disminuye (Lima et al., 2020; Delcroix et al., 2022).

2.2.2 Clima y meteorología local

El clima de la isla es subtropical húmedo, con temperaturas mensuales promedio entre 18° (agosto) a 24°C (febrero) y una precipitación anual extremadamente variable oscilando entre ~500 mm y ~2000 mm (Margalef et al., 2014; Bradley et al., 2022). En la Figura 2.7 se muestran las temperaturas promedio diarias registradas en la isla durante el periodo 1970-2020, mientras que en la Figura 2.8 se muestra la precipitación acumulada anual registrada en el periodo 1955-2020.

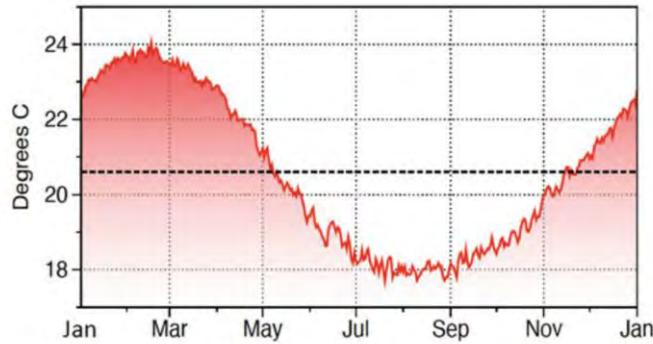


Figura 2.7: Temperatura promedio diaria registrada por la estación meteorológica Mataveri en el periodo 1970-2020. La línea segmentada muestra la temperatura promedio anual. Extraido de Bradley et al. (2022).

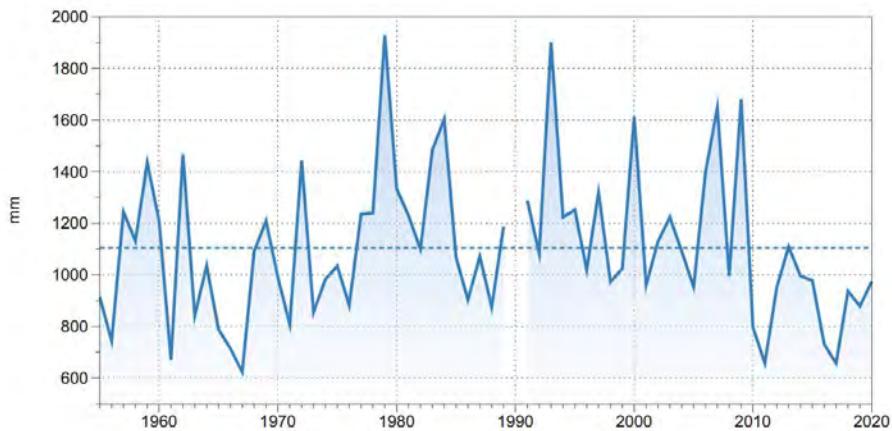


Figura 2.8: Precipitación anual registrada por la estación meteorológica Mataveri en el periodo 1955-2020. La línea segmentada muestra la precipitación promedio anual; la banda incolora se debe a la falta de información para el año 1990. Extraido de Bradley et al. (2022).

Las precipitaciones en la isla son bastante comunes, con una probabilidad de que llueva un día cualquiera del año del 52%, con mayor probabilidad entre abril a agosto. Sin embargo, la precipitación acumulada de los días lluviosos tiende a ser baja, con una mediana de 5.9 mm según los registros de la estación Mataveri para el periodo comprendido entre junio de 1954 y junio de 2018 (considerando el día meteorológico desde las 8:00 h del día i hasta las 8:00 h del día $i+1$). En general, los días con precipitaciones superiores a 100 mm son raros (Figura 2.9). La precipitación estuvo por sobre el promedio en el periodo 1977 a 2009, pero ha estado por debajo del promedio histórico desde entonces (Bradley et al., 2022).

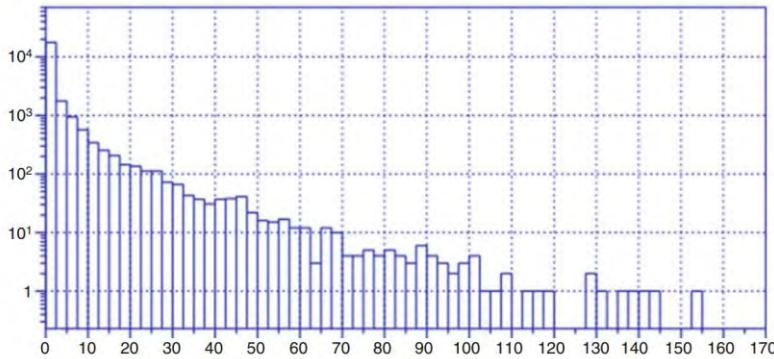


Figura 2.9: Histograma de la precipitación acumulada diaria. El eje x corresponde a la precipitación en [mm] mientras que el eje y (en escala logarítmica) corresponde a la cantidad de días con ese registro en el periodo 1955-2020. La precipitación máxima diaria es de 153 [mm]. Extraído de Bradley et al. (2022).

Según Hajek & Espinoza (1987), existiría una variabilidad espacial pluviométrica en la isla debido a efectos topográficos, de acuerdo con un estudio llevado el año 1963 en base a tres estaciones meteorológicas: Mataveri, Vaitea y Leprosario. La precipitación sería mayor en Vaitea, intermedia en Leprosario y la más baja en Mataveri, y los días con eventos de precipitación serían más frecuentes en las dos primeras. Lo anterior conlleva a la distinción de dos áreas en la isla, divididas por una línea que conecta Hotuiti-Vaitea y Leprosario, la zona al sur de esta línea sería menos húmeda y viceversa.

Otros parámetros meteorológicos de la isla de acuerdo con Hajek & Espinoza (1987) son sus vientos, con dirección predominantemente E y SE en verano, mientras que en invierno son predominantemente NW, W y SE. Su humedad relativa es homogénea a lo largo del año, entre un 76-81%. Por último, la presión atmosférica va de 1015-1018 mb en los meses de primavera y verano, a 1013-1017 mb en los meses de otoño-invierno.

2.2.3 Cambio climático actual y proyecciones

De acuerdo con el IPCC (2023), el cambio climático se define como un cambio en el estado del clima reconocible a partir de cambios en el promedio y/o variabilidad de sus propiedades, los que persisten por períodos de décadas o períodos más prolongados. El cambio climático puede deberse a procesos naturales internos, o bien a forzantes externas tales como variaciones en el ciclo solar, la ocurrencia de erupciones volcánicas y/o cambios antropogénicos persistentes en la composición de la atmósfera o en el uso de suelos.

En este sentido, en la *Convención Marco de las Naciones Unidas sobre el Cambio Climático* (Naciones Unidas, 1992), en su Artículo 1 se define que el cambio climático es un cambio en el clima atribuido directa o indirectamente a la actividad humana, que altera la composición de la atmósfera mundial y que se suma a la variabilidad natural del clima observada durante períodos de tiempo comparables. Asimismo, numerosos estudios han concluido que el cambio climático actual se atribuye en gran medida a forzantes antrópicas, es decir, a las emisiones de gases de efecto invernadero (e.g. CO₂, CH₄, N₂O) y el cambio de uso de suelos desde la revolución industrial (mediados del siglo XVIII), los que han provocado cambios extensos y rápidos en la atmósfera, océano, criósfera y biosfera; y han desencadenado alteraciones en la frecuencia e intensidad de eventos meteorológicos y climáticos extremos, como olas de calor, ciclones tropicales,

precipitaciones intensas y sequías (Hegerl et al., 2007; Rosenzweig & Neofotis, 2013; Hansen & Stone, 2016; IPCC, 2023; Dutch, 2024).

Los efectos del cambio climático se manifiestan como un incremento en 1.1°C en la temperatura superficial global comparando el periodo 2011-2020 respecto al periodo 1850-1900 (IPCC, 2023). Asimismo, se estima que es probable que la precipitación media mundial sobre las superficies continentales haya aumentado desde 1950, con un ritmo de aumento más rápido desde la década de 1980 (IPCC, 2021). En términos generales, se han registrado alteraciones en el patrón de precipitaciones a nivel global, de tal modo que en algunas regiones han incrementado las lluvias, mientras que en otras se han generado sequías meteorológicas prolongadas (déficits de precipitación) (IPCC, 2021; Seneviratne et al., 2023).

Según el Reporte de Síntesis del Cambio Climático 2023 realizado por el IPCC (2023), las proyecciones basadas en multi-modelos indican que, a corto plazo (antes del año 2040), la temperatura superficial global aumentará en menos de 1.5°C si para el año 2030 se reducen en un 43% las emisiones globales de gases de efecto invernadero (GEI) respecto al año 2019. Para limitar el calentamiento a 2°C, las proyecciones indican que se deberían reducir en un 21% las emisiones globales de estos gases en el mismo periodo. A largo plazo, después del año 2040, se estima un aumento de 1.4°C en la temperatura superficial global, considerando un escenario de bajas emisiones de GEI. Por otro lado, se espera un aumento de 4.4°C en un escenario de altas emisiones de estos gases. De acuerdo con el Resumen para Responsables de Políticas realizado por el IPCC (2021), se prevé un aumento de las precipitaciones en las latitudes altas, en el Pacífico ecuatorial y en partes de las regiones monzónicas, y una disminución de las precipitaciones en partes de los subtrópicos y en zonas limitadas de los trópicos, tanto a corto como largo plazo. En un escenario optimista (calentamiento global de 1.5°C), las tasas de cambio porcentual de la precipitación varían aproximadamente en torno a -20% y +30%, mientras que en un escenario pesimista (calentamiento global de 4°C) las tasas de cambio de precipitación oscilan entre ±40%.

De acuerdo con Thomas et al. (2020), en la región del Pacífico Sur ha disminuido el promedio de precipitación, mientras que han aumentado los eventos de precipitación extrema y las tormentas. En este sentido, Boisier et al. (2016) indican que la Oscilación Decadal del Pacífico explica la mitad de la tendencia de descenso de precipitaciones observada en el Pacífico suroriental y en Chile Central desde fines de la década de 1970. La fracción restante de esta tendencia muy probablemente se vincula al cambio climático antropogénico. Además, un cuarto del déficit de precipitaciones registrado en la región desde el año 2010 (megasequía) es de origen antropogénico.

En el caso de Rapa Nui, según el Centro de Ciencia del Clima y la Resiliencia (2020) no se identifica una tendencia clara en el régimen de temperaturas de la isla en el periodo 1970-2018. Sin embargo, si se reconoce una tendencia hacia una menor precipitación acumulada desde 1970. En cuanto a proyecciones, se espera un aumento medio de la temperatura de la isla de 1°C para mediados de siglo y un aumento de 2°C hacia 2100, bajo un escenario pesimista (RCP 8.5), que afectaría tanto a la temperatura mínima como máxima diurna (Figura 2.10). En cambio, bajo un escenario de bajas emisiones de GEI (RCP 2.6) se prevé un aumento de la temperatura de 0.5°C a mediados de siglo, manteniéndose constante hasta el año 2100. Respecto a las precipitaciones, se espera una disminución promedio de 25% hacia el año 2100 bajo un escenario RCP 8.5 (Figura 2.11). En particular, tres cuartos de los modelos climáticos globales utilizados en el estudio prevén

disminuciones superiores a 10%, mientras que otros muestran cambios muy leves o, incluso, un aumento de las precipitaciones.

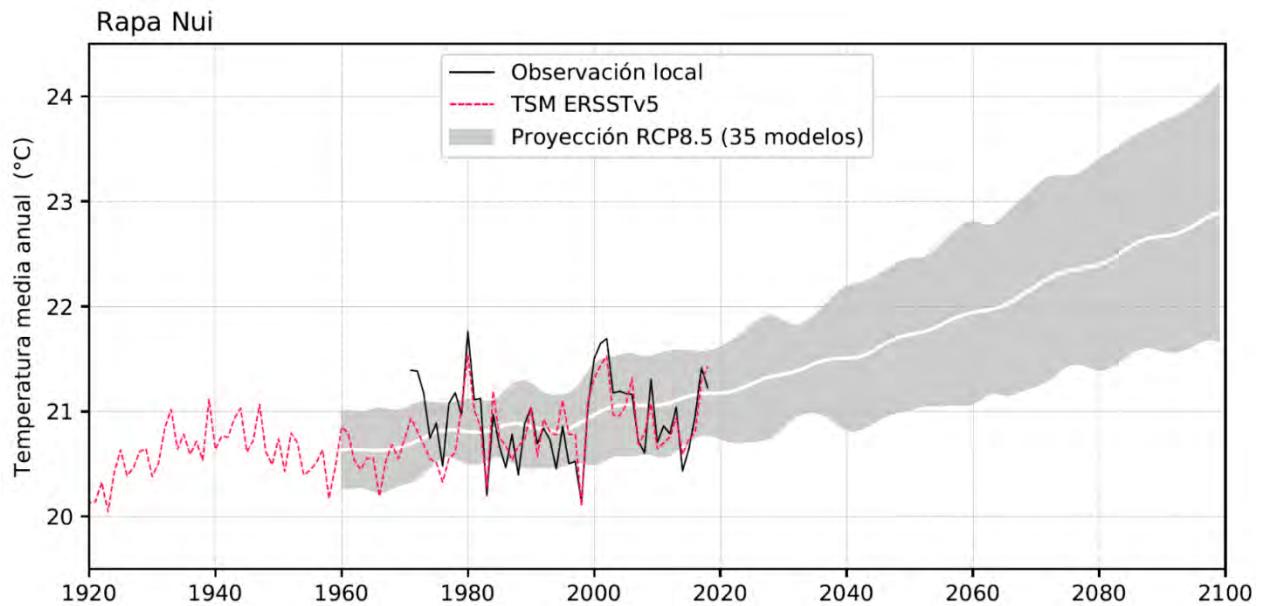


Figura 2.10: Serie de temperatura media anual en Rapa Nui. Se muestra el registro local de la temperatura media anual cerca de la superficie, calculada como el promedio de las temperaturas diurnas máximas y mínimas (curva negra); la temperatura superficial del mar (TSM) estimada a partir del producto global ERSSTv5 (curva segmentada roja); y las simulaciones de 35 modelos de clima hacia 2100 con el escenario de altas emisiones globales de GEI (RCP 8.5) (banda gris). Los datos de modelos tienen un filtro que considera períodos de variabilidad mayores a 10 años. Los datos simulados y de TSM tienen una corrección de sesgo respecto de la observación en el periodo 1980-2010. Extraído de Centro de Ciencia del Clima y la Resiliencia (2020).

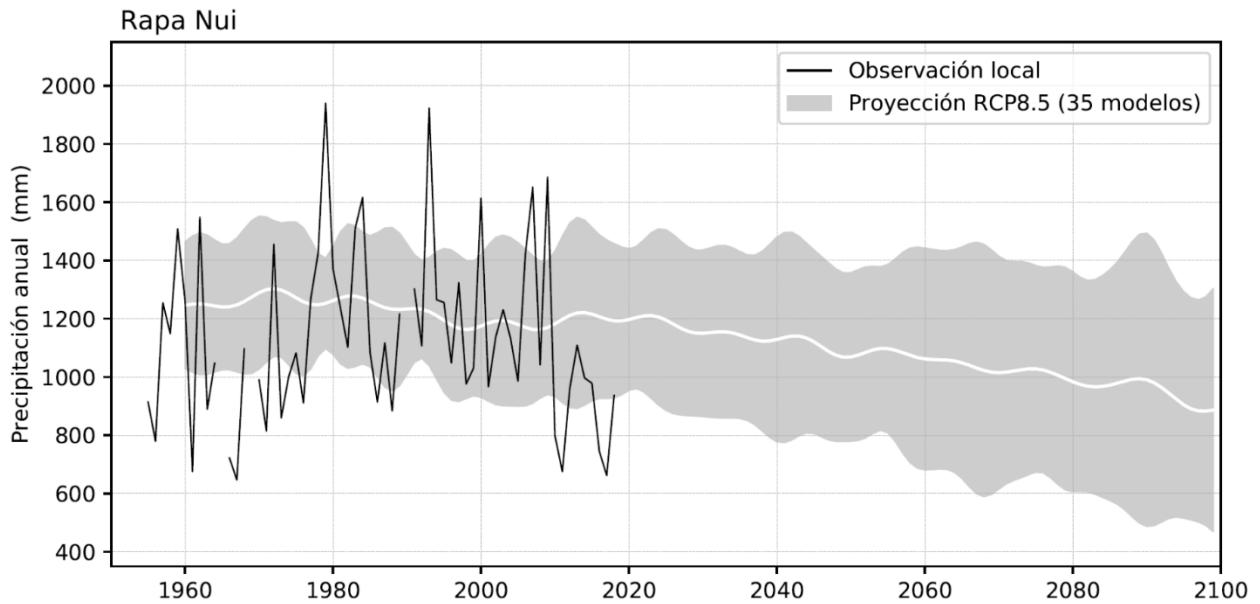


Figura 2.11: Serie de precipitación anual en Rapa Nui. Se muestra el registro local de precipitaciones anuales (curva negra), junto con las simulaciones de 35 modelos de clima hacia 2100 bajo el escenario de altas emisiones globales de GEI (RCP 8.5) (banda gris). Los datos de modelos tienen un filtro que considera períodos de variabilidad mayores a 10 años. Los datos simulados tienen una corrección de sesgo respecto de la observación en el periodo 1980-2010. Extraído de Centro de Ciencia del Clima y la Resiliencia (2020).

Por otro lado, Aliaga (2024) y Sheldon (2024), basándose en modelos de circulación general atmosférica (GCMs) ante un escenario pesimista (RCP 8.5), proyectan que en el futuro cercano (2031-2060) la isla de Rapa Nui se vea afectada por una disminución de un 6.7% en la precipitación media anual y un aumento de 0.7°C en la temperatura media anual. Para fines del siglo XXI (2065-2100) se proyecta que la precipitación media disminuya entre un 24.3-29%, y que la temperatura media anual aumente en 1.9-2.1°C, por lo que se espera un aumento en la frecuencia e intensidad de las sequías.

2.3 Marco Paleoclimático y Paleoambiental en Rano Raraku

Se han realizado varios estudios para dilucidar el paleoclima y paleoambiente de Rapa Nui a partir de testigos sedimentarios extraídos desde el humedal Rano Raraku. A continuación, se resumen los principales hallazgos del estudio realizado por Sáez et al. (2009), quienes trajeron ocho testigos sedimentarios de hasta 14 metros de largo, los analizaron y correlacionaron con testigos de estudios previos mediante facies sedimentarias, susceptibilidad magnética y estratos clave. También se considera el trabajo de Cañellas-Boltà et al. (2016) en cuanto a las variaciones en la vegetación. De esta forma, se definen 5 períodos que abarcan desde el Pleistoceno tardío al presente:

Último periodo glacial (34000-17300 cal yr BP)

Alto nivel del lago y escorrentía superficial incrementada, que gatilla eventos de inundación junto con un alto aporte de sedimentos terrígenos. Ambiente frío y húmedo, con abundantes precipitaciones y bajas tasas de evaporación. Desarrollo de un bosque abierto alrededor del lago, dominado por palmeras y *Sophora* sp., y en menor medida gramíneas (*Poaceae* sp.) y helechos. Entre 28000 a 17000 cal yr BP se producen condiciones más frías, que a su vez provocan que el bosque de palmeras se abra más, disminuyendo la cantidad de palmeras y aumentando la cantidad de gramíneas. No se alcanza a desarrollar vegetación litoral asociada a humedales. Se propone que durante el último máximo glacial habría aumentado la actividad de los vientos del oeste, la Zona de Convergencia Intertropical habría migrado hacia el sur y se habría debilitado el Anticiclón del Pacífico Sur, lo que habría gatillado un aumento en las precipitaciones invernales, propiciando mayor escorrentía y erosión en el lago.

Última deglaciación (17300-11700 cal yr BP)

A inicios de este periodo hubo un descenso en el nivel del lago de 13 m, luego el nivel del lago se recuperó parcialmente, convirtiéndose en un lago de bajo gradiente somero. Aumenta el aporte de materia orgánica frente a los depósitos clásticos. Se generan condiciones más cálidas y secas, que propician el desarrollo de un paisaje boscoso más cerrado, dominado por palmeras y arbustos (*Triumfetta* sp.). Las condiciones más cálidas de este periodo estarían asociadas con una fase de baja precesión y alta oblicuidad en el forzamiento orbital de la Tierra. La migración de las trayectorias de tormenta hacia el sur habría impulsado condiciones similares a La Niña en este periodo, pero la expansión de la Zona de Convergencia del Pacífico Sur habría incrementado las precipitaciones en la isla. Entre los 13200-11700 cal yr BP se reconoce un aumento de *Sophora* sp. y una disminución de *Asteraceae* sp. y *Poaceae* sp., que podría relacionarse al Dryas Reciente (YD, fase glacial ocurrida entre 12900 a 11700 cal yr BP) y un ambiente más húmedo.

Holoceno temprano a medio (11700-5500 cal yr BP)

Los niveles intermedios del lago se mantuvieron hasta 9500 cal yr BP. El ambiente pasó a un sotobosque poco desarrollado dominado por palmeras, con el desarrollo de un incipiente cinturón de vegetación herbácea litoral (*Cyperaceae* sp. y helechos), que pasó a ser la fuente principal de materia orgánica del lago. Luego entre 9500 y 8800 cal yr BP hubo un nuevo descenso del nivel del lago, esta vez de 6 m, formando una turbera (*peat bog*) en toda la cuenca en condiciones áridas y cálidas. Luego, entre 8600-7800 cal yr BP, el ambiente transicionó a un pantano somero, dominado por helechos y plantas herbáceas (*Dianella* y *Cyperus* sp.). En los alrededores se siguen desarrollando palmeras. Finalmente, entre 7800-5500 cal yr BP, se desarrollan condiciones más húmedas producto de un fortalecimiento de las trayectorias de tormenta del oeste, transicionando de un ambiente dominado por *Dianella* sp. a dominado por *Cyperaceae* sp.

Holoceno medio a tardío (5500-800 cal yr BP)

En el lago prevalecen condiciones más húmedas respecto del periodo anterior, favoreciendo un aumento del nivel del lago hasta 4300 cal yr BP. Además, la vegetación pasa a estar dominada por pastizales y totora (*Cyperaceae* sp. y *Scyrpus* sp.). Se declara la existencia de un hiato deposicional por exposición y erosión de los sedimentos, que abarcaría un periodo de unos 3400 años, extendiéndose desde 5888–4200 cal yr BP hasta 550–850 cal yr BP (Rull, 2022). Este hiato se habría producido por la crisis de aridez del Holoceno medio, ligada a un mínimo de insolación que llevó al debilitamiento del monzón de verano, o bien, por la migración hacia el sur de las trayectorias de tormenta del oeste.

Revisitando el testigo RAR08 en sus primeros 41 cm, Cañellas-Boltà et al. (2013) logra reducir el hiato anteriormente mencionado, a dos hiatos que abarcan 1450-785 cal yr BP y 380-230 cal yr BP. Por lo tanto, entre 3740 y 2400 cal yr BP el ambiente habría sido un humedal (*mire*) con charcos de agua efímeros y poco profundos, rodeado por un bosque dominado por palmeras y arbustos (*Triumfetta* sp. y *Sophora* sp.).

Entre 2400 a 1450 cal yr BP el humedal habría evolucionado a una ciénaga anegada, favoreciendo el crecimiento de plantas semiacuáticas como *Cyperaceae* sp. En los alrededores comenzó un reemplazo de las palmeras por planta herbácea, principalmente *Verbena* sp. y *Solanum* sp.

Últimos 800 años BP al presente

Al inicio del periodo se producen condiciones más húmedas, asociadas al término de la Anomalía Climática Medieval (MCA), mientras que durante la Pequeña Edad de Hielo (LIA) hay un aumento de las precipitaciones. Lo anterior provoca un aumento del nivel de agua, causando una transición de un ambiente pantanoso a un lago, con dominancia de totoras (*Scyrpus* sp.).

Entre 800 a 475 cal yr BP el ambiente se transformó en un lago somero, con abundante vegetación litoral, continúa la expansión de las plantas herbáceas por sobre las palmas.

Entre 475 a 75 cal yr BP persisten las condiciones de lago somero, y siguen disminuyendo las palmas respecto a las plantas herbáceas, estas últimas dominadas por *Verbena* sp.

Finalmente, de 75 cal yr BP al presente se mantienen las condiciones de lago somero pero la vegetación cambia, por un drástico descenso de *Verbena* sp., pasando a ser un paisaje dominado por *Poaceae* sp.

Recientemente, Morales (2025) realizó un estudio multiproxy sedimentológico y geoquímico del testigo RRS1 (utilizado también en este trabajo), interpretando la evolución ambiental del humedal Rano Raraku a lo largo de los últimos 15500 años. A partir de este estudio, el autor reconstruyó la secuencia paleoambiental del humedal Rano Raraku desde el Pleistoceno tardío hasta el Holoceno temprano, definiendo tres fases que se describen a continuación.

Fase 1: Lago Profundo – Intermedio (15500-8900 cal yr BP)

Entre 15500 y 13700 cal yr BP las características sedimentológicas sugieren eventos de precipitación con intensidad intermedia, o bien, leves deslizamientos gravitacionales, sumado a eventos de precipitación intensa. Ambos corresponden a eventos de alta energía que se superponen al régimen de baja energía dominante, reflejando erosión de las laderas del cráter o exposición de los márgenes del acuífero.

Entre 13700 y 12800 cal yr BP se distingue mayor uniformidad en el tamaño de grano y un incremento en las tasas de sedimentación, lo que indicaría una mayor frecuencia en los eventos de precipitación. Sin embargo, desde el inicio del periodo se infiere una tendencia progresiva hacia un clima más seco, con un incremento en las tasas de evaporación, mayor erosión física y condiciones anóxicas en el lago. Lo anterior probablemente se asocia a una caída abrupta del nivel del agua y a la erosión de los márgenes expuestos. Además, la abundante presencia de ephippias (huevos de microcrustáceos del orden Cladocera) al inicio de cada período (15.5 y 13.3 cal kyr BP) refuerza la premisa de un continuo deterioro de las condiciones bentónicas.

Por último, entre 12800 y 8900 cal yr BP (transición entre Pleistoceno al Holoceno), se distingue una estabilización de las condiciones de aridez acompañada de una disminución en las tasas de sedimentación, finalizando la transición de un ambiente lacustre profundo a uno intermedio. Se reconocen algunos depósitos muy mal seleccionados, asociados a flujos de lodo provocados por precipitaciones intensas (12400 cal yr BP y 10000–9600 cal yr BP). Se plantea también que durante esta transición el lago habría sufrido múltiples variaciones de su nivel de agua, pasando incluso por períodos de sequía, lo que se ve reflejado por variaciones en las razones geoquímicas de Ca/Ti y K/Ti (12800, 12300 y 11900 cal yr BP), presencia de estratificación cruzada planar y en artesa (~12500 cal yr BP y ~12000 cal yr BP), y la presencia de contactos erosivos (10200, 11900 y 12100 cal yr BP). El descenso del nivel del agua habría favorecido la disponibilidad de nutrientes y su incorporación por la erosión de los márgenes expuestos, gatillando condiciones eutróficas en el lago intermedio-bajo.

Fase 2: Pantano o Ciénaga (8900-4500 cal yr BP)

Entre 8900 y 7400 cal yr BP se reconoce una zona de transición ligada a un depósito con textura fangosa a turbosa y sin estructuras sedimentarias distintivas. Particularmente, entre 8900 y 8000 cal yr BP se reconoce una leve recuperación de las condiciones bentónicas respecto a la fase previa asociado a condiciones más húmedas. Sin embargo, este episodio sería de corta duración ya que entre 8000 a 5800 cal yr BP se reestablecieron las condiciones de aridez. A pesar de ello, el ambiente seguía siendo palustre, anóxico y biológicamente productivo, lo que se infiere en parte a

raíz de peaks de azufre y la gran presencia de macrorrestos vegetales e invertebrados (élitros de Cossoninae).

Al final de esta fase, entre 5800 y 4500 cal yr BP, vuelve a ocurrir una transición desde condiciones áridas hacia condiciones más húmedas, evidenciado por una disminución paulatina del tamaño de grano de los sedimentos. Por otro lado, un incremento en la susceptibilidad magnética y en los elementos litogénicos, sumado a una disminución en las razones K/Ti, Mn/Fe, Si/Ti y Ca/Ti indicarían una meteorización química más intensa, condiciones óxicas, menor productividad biológica y mayor disponibilidad hídrica. Aunque también se distingue una menor tasa de sedimentación, posiblemente asociada a precipitaciones menos intensas, pero más frecuentes.

Cabe destacar la presencia de un hiato sedimentario a los 69 cm de profundidad, que representa un salto de 3400 años entre 4500 y 1100 cal yr BP. Esto puede estar relacionado a procesos de sedimentación débiles y/o procesos erosivos, posiblemente condicionados por mínimos de insolación durante el verano austral en el Holoceno medio a temprano, o bien por el desplazamiento hacia el sur de las trayectorias de tormentas debido a eventos de “La Niña” en el Pacífico Sur.

Fase 3: Humedal (< 1100 cal yr BP)

La sedimentación se reanuda a los 1100 cal yr BP, la alta presencia de macrorrestos de totoras indicaría un humedal con un nivel de agua relativamente bajo, lo que a su vez representa el comienzo de un breve periodo húmedo que termina de manera abrupta (1100 a ~900 cal yr BP). Luego de este episodio, entre 800 a 300 cal yr BP se establecen condiciones más próximas a las actuales, marcado por la disminución de las relaciones geoquímicas K/Ti, Si/Ti y Ca/Ti, junto con la reducción del tamaño de grano, y un aumento relativo en la susceptibilidad magnética y en los elementos litogénicos Ti, Zr, Si y Fe. Todo lo anterior se asocia a condiciones más húmedas (similares a las del inicio de esta fase), asociadas a eventos de precipitación menos frecuentes, pero más intensos, posiblemente condicionados por la Pequeña Edad de Hielo.

El autor indica que actualmente el humedal se encuentra seco, sin embargo, se encuentra en un contexto climático propicio para la formación de un cuerpo de agua con características lacustres de profundidad intermedia a baja. De todos modos, tomando en cuenta las forzantes antrópicas derivadas del cambio climático global, el escenario es desfavorable para la restauración de este ecosistema, con una tendencia decreciente de las precipitaciones, las que representan un factor determinante en el balance hidrológico del lago.

Una parte esencial para esta reconstrucción fue la elaboración de un modelo cronológico del testigo RRS1, que relaciona la edad con la profundidad (Figura 2.12). Este modelo se realizó mediante muestras de materia orgánica, extraídas desde 6 puntos estratégicos del testigo sedimentario (Tabla I), en base a su estratigrafía a lo largo de los 10 metros de secuencia, con una especial atención en secciones con características geológicas significativas para dilucidar las transiciones ambientales. Una vez datadas por el laboratorio *BetaAnalytic*, se añadieron 2 edades extraídas a partir de muestras de polen del testigo RAR08, que se encontraban a 11 y 18 cm de profundidad y que representan edades de 380 ± 30 ^{14}C yr BP y 780 ± 30 ^{14}C yr BP respectivamente (Rull, 2016). Las edades fueron calibradas según la curva correspondiente al hemisferio sur *SHCal20*, se expresan como cal yr BP (*calendar year before present*), y están referidas a años calendario previos al año 1950 (Hajdas, 2008; Hajdas et al., 2021). El modelo comienza desde 306 cal yr BP y alcanza 1113

cal yr BP en los 69 cm, donde se encuentra el hiato sedimentario (~3400 años). Luego el modelo abarca desde 4554 a 15540 cal yr BP. Cabe destacar que, según este modelo, la transición del Pleistoceno tardío al Holoceno se encontraría representado en los primeros ~7 m (medidos desde la superficie actual del humedal hacia abajo), ya que a los 685 cm de profundidad se le asocia una edad de 11706 cal yr BP.

Tabla I: Detalle de muestras incluidas en el modelo cronológico con su respectiva edad y profundidad. Modificado de Morales (2025).

Código Muestra	Tipo de muestra	Profundidad [cm]	Edad [^{14}C yr BP]
Beta-316585	Extracto de polen	11	380 ± 30
Beta-316586	Extracto de polen	18	780 ± 30
PEAT-70-75	Sedimento total	73	4150 ± 30
PEAT-163	Sedimento total	163	5310 ± 30
SEED-409	Semilla	409	6540 ± 30
PEAT-707	Sedimento total	707	10450 ± 40
PEAT-873	Sedimento total	873	11550 ± 30
PEAT-1000	Sedimento total	1000	13160 ± 40

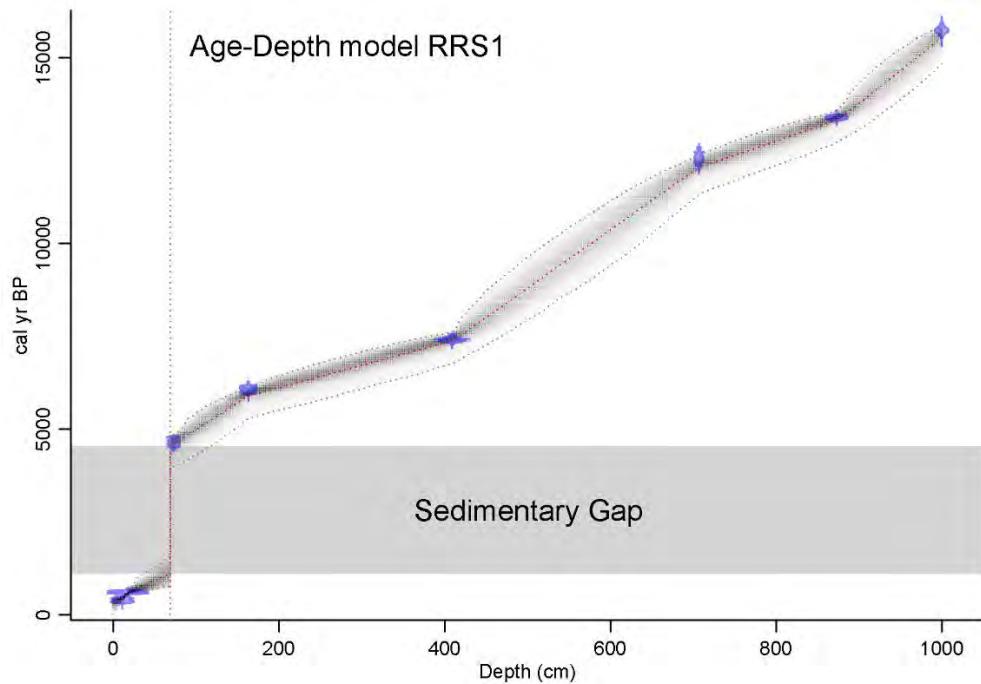


Figura 2.12: Modelo cronológico edad-profundidad del testigo RRS1. Notar que las edades están referidas previo al año 1950. Modificado de Morales (2025).

2.4 Marco Hidrológico

2.4.1 Unidades Hidrogeológicas

De acuerdo con Claría (2010), las unidades rocosas y sedimentarias que conforman la isla de Rapa Nui se pueden clasificar según su comportamiento hidrológico, particularmente respecto a su permeabilidad, que define su capacidad de transportar y almacenar agua subterránea.

Unidad de Permeabilidad Alta: Conformada por lavas tipo “aa” o de bloques, rocas caracterizadas por poseer una alta porosidad efectiva (superiores al 30%) producto de su fábrica y textura que posee una gran cantidad de vesículas y tubos conectados. A esto se suman estructuras secundarias como fisuras, que le otorgan a esta unidad una permeabilidad superior a 10 m/día. Presente en la zona oeste y noreste de la isla, en los sectores Sanatorio, Vakakipo, Maunga Toa Toa y Maunga Opipi.

Unidad de Permeabilidad Media-Alta: Conformada por lavas del tipo “pahoehoe” o cordadas, rocas caracterizadas por una porosidad entre el 5% y el 30% dependiendo la cantidad de vesículas. La permeabilidad de esta unidad varía en el rango de 0.1 a 100 m/día según el grado de fracturamiento y compactación. Cubre casi la totalidad de la isla, presente en los sectores de Hangaroa, Mataveri, Vaitea y Terevaka, entre otros.

Unidad de Permeabilidad Baja: Conformada por rocas volcánicas de composición ácida, depósitos piroclásticos ubicados en las cercanías de los centros de emisión, suelos arcillosos, niveles sedimentarios intervolcánicos, junto con lavas antiguas y compactadas dispuestas en profundidad en la secuencia estratificada. Presenta valores de porosidad variable y permeabilidades entre 0.1 y 0.001 m/día. Unidad con escaso desarrollo en la isla, se encuentra en los sectores de Rano Kau, Maunga Orito, Te Manavai, Puna Pau, Tararaina, Vaitea, Hanga Tetenga, entre otros. En las cercanías de los centros eruptivos se pueden encontrar productos piroclásticos de poca permeabilidad (principalmente tobas litificadas y depósitos de cenizas), que quedan interestratificados con coladas de lava más permeables y que pueden actuar a modo de barreras casi horizontales (Custodio & Llamas, 1986).

2.4.2 Acuífero de Rapa Nui

En el artículo 40 del Texto Refundido de la Ley de Aguas (Gobierno de España, 2001), se define que un acuífero corresponde a una o más capas de roca o sedimento que tienen la suficiente permeabilidad y porosidad para permitir un flujo significativo de aguas subterráneas. Sánchez (2022) define distintos tipos de acuíferos, los acuíferos colgados, libres, confinados y semiconfinados. Los acuíferos colgados corresponden a superficies freáticas que se encuentran por sobre la superficie freática regional, debido a un nivel impermeable que lo sustenta, siendo generalmente de dimensiones reducidas. Los acuíferos libres son aquellos en que la superficie freática se encuentra a presión atmosférica, si la superficie freática corta la topografía se forman lagunas o humedales. Los acuíferos confinados se encuentran limitados superiormente por una capa impermeable, lo que les confiere una presión superior a la presión atmosférica. Si se extrae agua de ellos ningún poro se vacía, en su lugar se descomprime el agua o bien se comprime la matriz sólida. Si la compresión del acuífero es importante puede generar asentamientos y subsidencia del terreno; en acuíferos libres también pueden ocurrir efectos similares cuando se extrae agua. Por último, los acuíferos semiconfinados son análogos a los acuíferos confinados, pero en lugar de estar limitados por una capa impermeable están limitados por un acuitardo, una capa de roca o sedimento que contiene agua pero que circula a través de ella con dificultad. Por lo tanto, se encuentra a una presión superior a la presión atmosférica, pero puede recibir filtraciones de agua desde niveles superiores.

De acuerdo con Pincheira (2003), la geometría del acuífero de Rapa Nui está controlada por el contraste de permeabilidad entre los distintos materiales volcánicos que la componen y la disposición de estas unidades. La isla se encuentra dividida de forma natural por los tres volcanes principales: Poike, Rano Kau y Terevaka, sin embargo, las diferencias de estos tres volcanes desde el punto de vista hidrogeológico no son significativas. Si bien existen lugares con diferencias más marcadas, como los domos traquíticos de Poike o las riolitas de Rano Kau, estos lugares son muy puntuales como para indicarlos como acuíferos distintos. Además, el volcán Terevaka abarca un mayor volumen que los otros dos volcanes, siendo estos últimos una fracción menor del acuífero. Es por ello que se puede considerar que el acuífero principal de Rapa Nui corresponde a un gran acuífero basáltico, cuya permeabilidad corresponde a la propia porosidad y fracturamiento de este material, la recarga corresponde a la infiltración de agua de lluvia y la descarga corresponde a vertientes repartidas de manera más o menos uniforme a lo largo de la línea de costa.

2.4.3 Balance hídrico general

El estudio del balance hídrico permite realizar una evaluación cuantitativa de los recursos de agua y sus variaciones por la acción antrópica, es fundamental para mejorar la gestión de los recursos hídricos y permite entender el ciclo hidrológico y su relación con otras variables ambientales.

El balance hídrico se basa en el principio de conservación de masas, mediante la ecuación de continuidad. Ésta establece que, para cualquier volumen arbitrario y cualquier periodo de tiempo, la variación entre las entradas y salidas de agua estará condicionada por la variación del agua almacenada. Esta ecuación es aplicable a cualquier zona, cuenca natural o masa de agua, y en general considera como entrada las precipitaciones (en forma de lluvia o nieve) y los aportes de agua subterránea y/o superficial desde fuera del cuerpo de agua. Así mismo, considera como salida la evaporación desde la superficie de la masa de agua, junto con los flujos de agua superficial y/o subterránea que provengan desde la cuenca (Sokolov y Chapman, 1974).

La ecuación de continuidad en su forma general puede expresarse de la siguiente forma (UNESCO, 1982):

$$P + Q_{sI} + Q_{uI} = E + ET + Q_{s0} + Q_{u0} + \Delta S + \eta$$

Donde:

P: Precipitación.

Q_{sI}: Entrada de agua superficial al cuerpo de agua.

Q_{uI}: Entrada de agua subterránea al cuerpo de agua.

E: Evaporación.

ET: Evapotranspiración.

Q_{s0}: Salida de agua superficial.

Q_{u0}: Salida de agua subterránea.

ΔS : Variación de almacenamiento de agua en la cuenca.

η : Término residual de discrepancia. Error de estimación o medición.

Existen pocos estudios sobre la dinámica del agua dulce en Rapa Nui, en parte posiblemente por la escasez de datos que permitan conocer su comportamiento.

Claría (2010) estima el valor aproximado de la recarga anual que ingresa al acuífero de la isla, caracterizando a nivel local el régimen de las precipitaciones, las pérdidas del sistema por evapotranspiración y el monto de escorrentía media anual (tanto superficial como subterránea). Para ello obtiene la precipitación media anual en (mm) a partir del registro de precipitaciones de la estación meteorológica Mataveri, de la Dirección Meteorológica de Chile, entre los años 1970 y 2009, obteniendo un valor de 1217 mm para dicho periodo.

Por otro lado, calcula la evapotranspiración real empleando el método de Turc, considerando una temperatura media anual de 20.4°C y la precipitación media anual previamente estimada, obteniendo una evapotranspiración anual de 889.6 mm, que equivale a un 73% de las precipitaciones.

Por último, dado que en la isla no existen cursos de agua superficial permanente y las quebradas existentes solo se activan durante eventos de lluvia intensa, la escorrentía superficial se considera nula. Por ello, el 27% de las precipitaciones restante correspondería a infiltración y escorrentía subsuperficial (~327 mm).

Alternativamente, el autor plantea que se puede estimar la recarga del acuífero de Rapa Nui mediante la infiltración, que estaría en el rango de un 15% a un 70% de la precipitación anual, es decir, entre 182.6 mm y 851.9 mm.

Los investigadores Herrera & Custodio (2008) también realizan un balance hídrico de la isla, considerando que la precipitación anual promedio es de 1100 mm en la zona costera y de 1500 mm en las zonas de mayor altitud. Estiman el valor promedio de la evapotranspiración real con las fórmulas de Turc y Coutagne, obteniendo un rango entre 680-775 mm/año para la zona costera y 630-790 mm/año para las zonas altas. Finalmente, indican que la escorrentía en la isla es prácticamente nula, por lo que a largo plazo se puede considerar que la recarga del acuífero es equivalente a la precipitación (entrada) menos la evapotranspiración (salida), obteniendo valores entre 325–420 mm/año para la zona costera y entre 720–870 mm/año en las zonas altas, aunque aclaran que estos rangos podrían estar sobre estimados. Cabe destacar que en ninguno de los trabajos anteriormente descritos se consideran los usos consumptivos del agua (ganadería y doméstico) como parte del balance hídrico de la isla.

2.4.4 Modelo hidrogeológico general

En base a la estimación del balance hidrológico de la isla, Claría (2010) genera un modelo hidrogeológico conceptual (Figura 2.13) que considera la precipitación como la entrada principal al sistema, la que se distribuye en infiltración hacia el acuífero (recarga) y evapotranspiración, siendo este último el factor de mayor importancia debido al clima subtropical de la isla. Con respecto a la escorrentía superficial, la ausencia de cauces de agua superficiales puede ser explicada

por la alta permeabilidad de los materiales que conforman la isla, drenando gran parte del agua caída hacia el acuífero. Respecto a la escorrentía subterránea, el agua fluye de forma radial en la cuenca desde el interior de la isla hacia la costa, descargando en vertientes observables en los períodos de marea baja. Además, existen 3 reservorios de agua dulce superficial que se encuentran como lagunas en cráteres: Rano Kau, Rano Raraku y Rano Aroi.

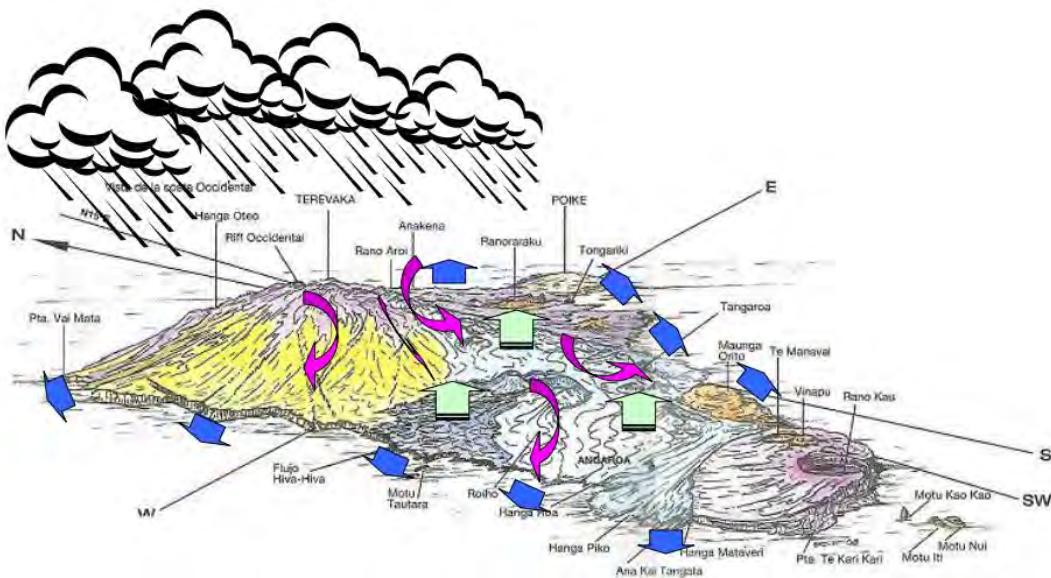


Figura 2.13: Esquema que representa el modelo hidrogeológico conceptual de la isla de Rapa Nui. Las flechas verdes representan la evapotranspiración, las de color violeta representan la escorrentía subterránea y las azules la descarga del acuífero a la zona costera. Extraído de Claria (2010).

El modelo anterior no incluye la descarga artificial, que corresponde a la extracción de agua desde pozos para abastecimiento de la población, además del consumo de agua por la actividad ganadera y agrícola (Alamos y Peralta, 1992).

Por otro lado, Herrera & Custodio (2008) proponen un modelo hidrogeológico conceptual de la isla (Figura 2.14) donde el agua dulce del acuífero principal se dispone como una lente que flota sobre una zona de mezcla (interfase salobre), y esta última flota sobre agua marina por diferencia de densidades. Esta lente de agua dulce tendría un espesor máximo hacia el interior de la isla (estimado en 50 m bajo Vaitea) e iría disminuyendo progresivamente hacia la costa. Los autores infieren la existencia de un cuerpo intrusivo de baja permeabilidad que no aflora en superficie, pero se encontraría en el núcleo del volcán Terevaka. Por último, indican que las lagunas de Rano Kau, Rano Aroi y Rano Raraku se encuentran a decenas de metros por sobre el nivel freático del acuífero principal de Rapa Nui. Rano Aroi se encuentra cercano a la cima del volcán Terevaka desembocando a través de un pequeño arroyo, el agua que forma su laguna podría corresponder a un afloramiento del nivel freático o bien a un acuífero colgado. Por otro lado, tanto Rano Kau como Rano Raraku corresponderían a acuíferos colgados, desconectados del acuífero principal, sustentados por formaciones lacustres hidromórficas de muy baja permeabilidad (Herrera et al., 2004; Herrera & Custodio, 2008; Errol L. Montgomery & Associates, 2011; GP Consultores Ltda., 2018).

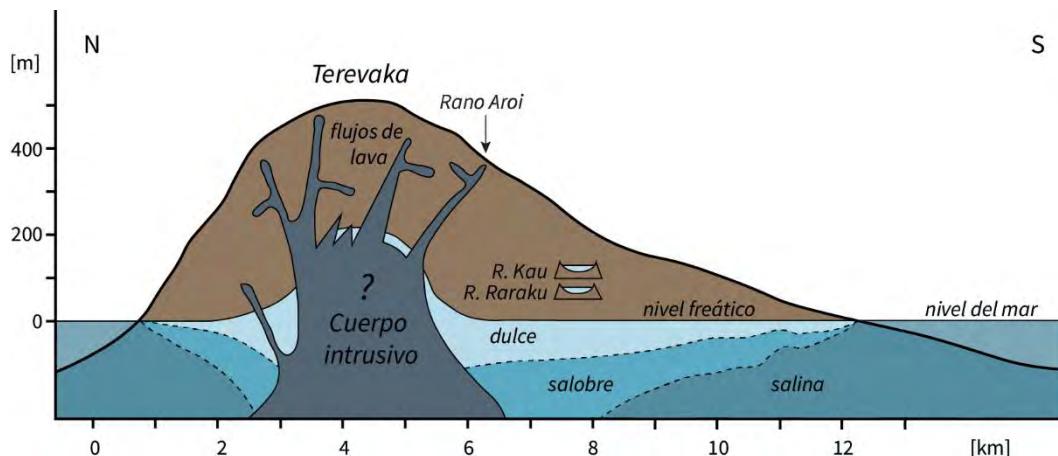


Figura 2.14: Perfil esquemático en orientación N-S que muestra el modelo hidrogeológico de Rapa Nui, con énfasis en la disposición del acuífero. Notar que los humedales Rano Aroi, Rano Kau y Rano Raraku se encuentran desconectados del acuífero principal. Modificado de Herrera & Custodio (2008).

2.4.5 Hidrología de Rano Raraku

Se ha intentado estimar un balance hidrológico para el humedal Rano Raraku por GP Consultores Ltda. (2018), a manera de diagnóstico por la sequía manifestada en el lugar ese mismo año. Como antecedente, basándose en los estudios paleoambientales realizados previamente en el humedal, es posible saber que el fondo corresponde a unidades sedimentarias caracterizadas por su granulometría fina y su baja permeabilidad, al menos hasta los 14 metros de profundidad no se alcanza a registrar roca.

Considerando lo anterior, generan un modelo hidrogeológico esquemático con las variables que entran en juego en el balance hídrico (Figura 2.15), contemplando como entrada de agua al sistema las precipitaciones que pueden caer sobre el espejo de agua o en las laderas internas del volcán, pudiendo escurrir hasta el humedal. Las salidas del sistema son la evapotranspiración y la infiltración. Sin embargo, este balance no contempla la extracción de agua asociada al consumo por ganado.

Los autores indican que el desbalance del sistema que conllevó la sequía del humedal se explicaría porque el año 2017 sería el año con menores precipitaciones en el periodo comprendido entre 1963 a 2017, según datos de la estación meteorológica Mataveri. Además, si se toman en cuenta promedios móviles de 5 años, el periodo 2013 a 2017 ha sido el más seco de los que se tiene registro. Como dato adicional, GP Consultores Ltda. (2018) indica que “si bien no se puede deducir un aumento importante en las temperaturas y en la radiación solar [...], sí se pueden observar evidencias de que existe un agua más evaporada en la laguna debido al aumento en la salinidad” (p. 11).

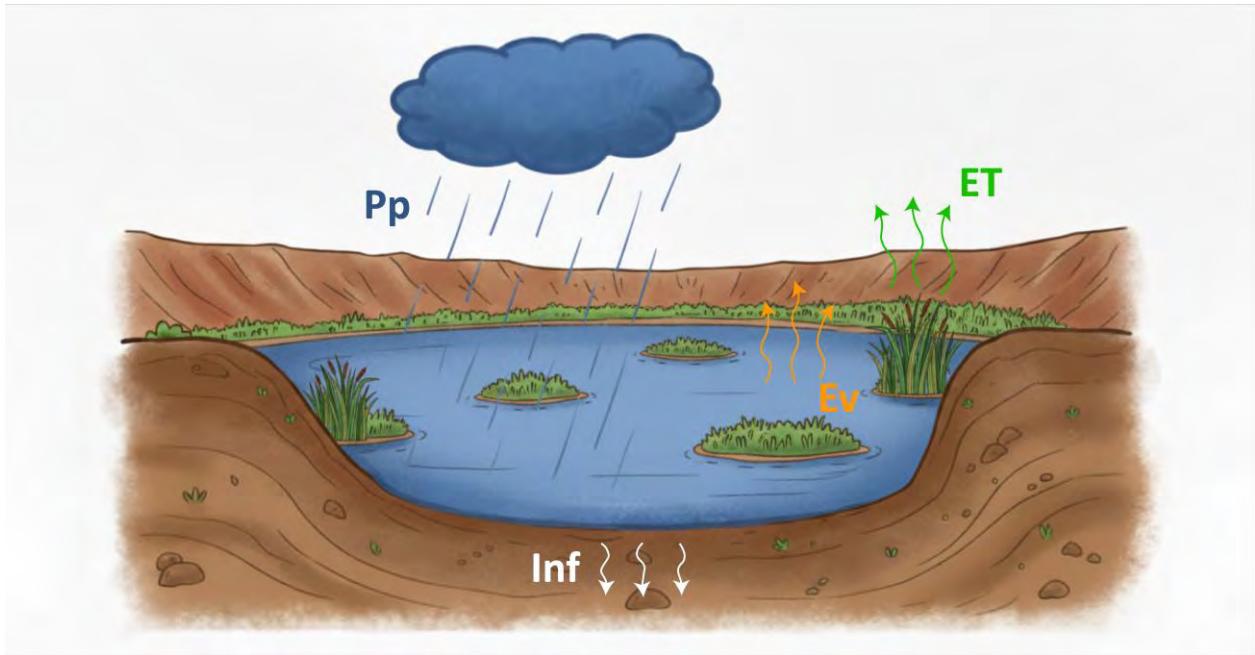


Figura 2.15: Modelo hidrogeológico esquemático que muestra los elementos del balance hídrico del humedal. Modificado de GP Consultores Ltda. (2018).

3. Datos y Metodología

3.1 Análisis climático actual

3.1.1 Validación del reanálisis con datos meteorológicos locales

Antes de iniciar el procesamiento de los datos meteorológicos, se definió que a lo largo de todo este trabajo se utilizará el punto como separador decimal, dado que este formato permite homogenizar criterios y comparar con mayor facilidad los productos de publicaciones científicas realizadas previamente en la isla.

Se realizó una recopilación exhaustiva de datos meteorológicos históricos registrados en la isla de Rapa Nui, generando una base de datos integrada de la zona. Estos datos fueron depurados, identificando y eliminando datos anómalos o aislados en las series de tiempo. La metodología utilizada para poder discriminar los datos se basa en análisis numérico-estadísticos aplicados a cada serie de tiempo en particular. En este sentido, el criterio a seguir para eliminar un dato X_0 se expresa de la siguiente forma: $X_0 > P90(X)$ y $X_0 \gg \bar{X}$. Las estaciones meteorológicas que incluye esta base de datos son: Mataveri y Vaitea (DMC); Anamarama, Niko Haoa, Kihí, Anakena, German y Aroi (Puleston et al., 2017); Colegio Hoja'a o te Mana (DGA); CLP19 (CCHEN); EISP (*Easter Island Statue Project*) y RR850 (FCFM, UChile), las últimas dos instaladas en Rano Raraku. Su ubicación se puede ver en la Figura 3.1.

Cabe destacar que existen al menos otras tres estaciones meteorológicas en la isla: Poike (DGA), Hanga Roa (DIRECTEMAR) y Leprosario (DMC), pero estas no se incluyeron en este trabajo ya sea por dificultades para acceder a los datos o por escasez de los mismos.

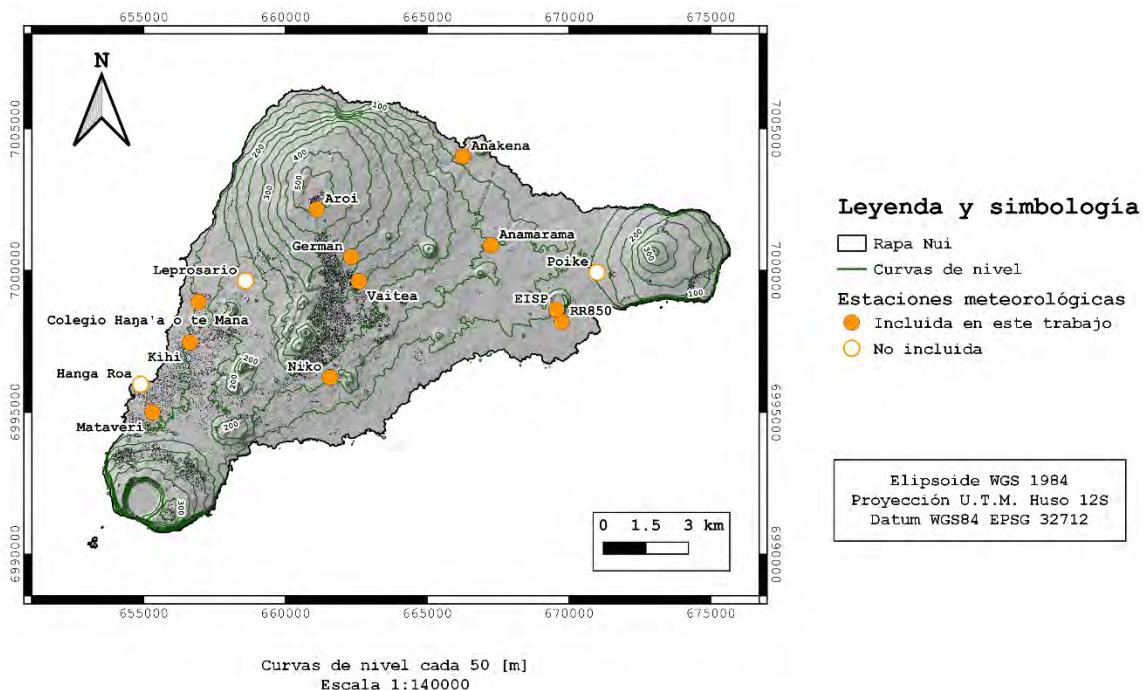


Figura 3.1: Mapa de ubicación de estaciones meteorológicas históricas de la isla de Rapa Nui.

Una vez recopilados los datos meteorológicos locales, se empleó el reanálisis ERA5 para obtener una serie de datos meteorológicos detallada y sin lagunas de información, de las variables de precipitación y temperatura, desde 1940 al 2024. Esta base de datos se genera mediante asimilación de datos, en base a modelos y observaciones reales registradas por estaciones meteorológicas locales e imágenes satelitales. Su resolución temporal es horaria y su resolución espacial corresponde a una grilla de $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ (aproximadamente 31 km x 31 km) (ECMWF, 2019). Una vez obtenidos estos datos, dado que por defecto vienen referidos a la zona horaria UTC-00:00 se deben ajustar a la zona horaria de la isla (hora local que define el día meteorológico), para ello se consideran los cambios históricos de zona horaria para la isla según el registro de IANA (2025), asignando la zona horaria UTC-05:00, UTC-06:00, UTC-07:00 según corresponda. Posteriormente, se procede a validar la representatividad del reanálisis, comparando los valores de precipitación y temperatura que entrega ERA5 con los registrados por la estación Mataveri. El detalle de todos los datos meteorológicos recopilados se muestra en la Tabla II.

Tabla II: Resumen de información climática disponible de la isla de Rapa Nui.

Nombre	Fuente	Tipo	Periodo	Resolución Temporal
Mataveri	DMC	Observación	1940-2024	Diaría/Mensual
Vaitea	DMC	Observación	1964-2011	Diaría/Mensual
Anamarama	Puleston et al. (2017)	Observación	2010-2012	Diaría
Niko Haoa	Puleston et al. (2017)	Observación	2010-2012	Diaría
Kihi	Puleston et al. (2017)	Observación	2010-2012	Diaría
Anakena	Puleston et al. (2017)	Observación	2010-2012	Diaría
German	Puleston et al. (2017)	Observación	2010-2012	Diaría
Aroi	Puleston et al. (2017)	Observación	2010-2012	Diaría
Colegio Hoja'a o te Mana	DGA	Observación	2018-2020	Diaría
CLP19	CCHEN	Observación	2019-2024	Horaria
EISP	Easter Island Statue Project	Observación	2011-2012	Horaria
RR850	FCFM, UChile	Observación	2024	Horaria
ERA5	ECMWF (2019)	Reanálisis	1940-2024	Horaria

La estación Mataveri posee el registro meteorológico más extenso de la isla. En particular su registro de precipitaciones va desde 1940 a 2024, con una resolución mensual para todo el periodo (con algunos años incompletos: 1940, 1941, 1947 y 1954), y diaria entre enero de 1941 a diciembre de 1942 (sin datos para diciembre de 1941), y luego de junio de 1954 a diciembre de 2024 (sin contar el año 1990). En el caso del registro de temperatura, este tiene una resolución diaria, y abarca el periodo entre junio de 1954 a diciembre de 2024.

Por ser la serie de datos de más larga data en la isla, los primeros análisis estadísticos para validar el reanálisis se llevaron a cabo comparando con esta estación. Para ello, se compararon la precipitación acumulada diaria y anual, la temperatura media y rango térmico anual, además de evaluarse la covariabilidad de precipitación diaria, anual y estacional entre la estación y el reanálisis. Posteriormente, se realizaron los mismos análisis mencionados previamente, comparando tanto la estación Mataveri y el reanálisis con las estaciones instaladas dentro del área de estudio: EISP (operativa entre abril del 2011 y marzo del 2012) y RR850 (operativa de enero a noviembre del 2024).

3.1.2 Distribución espacial de la precipitación

Con la base de datos meteorológicos, se realizó un análisis de la variabilidad espacial de la precipitación comparando todas las estaciones con respecto a la estación Mataveri (estación de referencia). Primero se realizó un cálculo del sesgo factorial (*bias*) que contempla la siguiente ecuación:

$$\text{Sesgo factorial} = \frac{\sum_{i=1}^n P_{est}}{\sum_{i=1}^n P_{ref}}$$

Donde:

n: Número de días del periodo en común entre estaciones.

P_{est}: Precipitación diaria de la estación.

P_{ref}: Precipitación diaria de la estación de referencia (estación Mataveri).

De este modo, si el sesgo es menor a 1 la estación da cuenta de una menor precipitación en esa área respecto a la estación Mataveri, y al contrario si el sesgo es mayor a 1. Si el sesgo es igual a 1, ambas estaciones registran la misma cantidad de lluvia en el periodo.

Luego, se calculó la covariabilidad interdiaria a partir del coeficiente de correlación de Pearson (*r*) entre cada estación con la estación de referencia, considerando solo los días en que ambas estaciones tengan datos registrados (sin considerar valores nulos). El índice de Pearson refleja el grado de correlación lineal entre las dos series, puede tomar valores entre -1 y 1, siendo 1 una correlación perfecta y -1 una correlación inversa, es decir, mientras su valor sea más cercano a 1 significa que los días que llueve en una estación también llueve en la otra y en cantidades similares. Este índice se obtiene con la siguiente fórmula:

$$r = \frac{\sum_{i=1}^n (P_{est} - \bar{P}_{est})(P_{ref} - \bar{P}_{ref})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (P_{est} - \bar{P}_{est})^2 (P_{ref} - \bar{P}_{ref})^2}}$$

Donde:

n: Número de días del periodo en común entre estaciones.

P_{est}: Precipitación diaria de la estación.

\bar{P}_{est} : Promedio de precipitación diaria de la estación.

P_{ref}: Precipitación diaria de la estación de referencia (estación Mataveri).

\bar{P}_{ref} : Promedio de precipitación diaria de la estación de referencia.

3.1.3 Mapa de compuestos para días húmedos

Tras lo anterior, y con el fin de comprender si las precipitaciones responden a factores locales o de gran escala, se realizó un mapa de compuestos de precipitación y flujos de humedad de ERA5. Para ello se seleccionaron los días con precipitaciones sobre 5 mm registrados por la estación Mataveri, en el periodo 1990-2019, distinguiendo los periodos de invierno (JJA) y verano (DJF). También se

recopilaron los datos de precipitación regionales (Pacífico Suroriental) de estos mismos días derivados del reanálisis ERA5, para el mismo periodo y separados en las mismas temporadas. Luego, se representa en un mapa el valor promedio de precipitación de los días con precipitaciones por sobre 5 mm en Rapa Nui (compuesto). Sobre este mapa se muestran los vectores de transporte de humedad promedio de los mismos días, los que son filtrados en base a la anomalía de flujos de humedad para el mismo periodo, considerando magnitudes por sobre los 80 kg/(m*s). De esta forma se pudo constreñir los vectores al área de interés.

3.2 Variaciones del espejo de agua

3.2.1 Recopilación de imágenes satelitales y aerofotogramétricas

Se realizó una compilación de imágenes satelitales y aéreas históricas del humedal, con el objetivo de generar una serie robusta, extensa e inédita que dé cuenta de las variaciones de área del espejo de agua del humedal. Para ello se siguió una metodología similar a la de Zhang et al. (2021), quienes estudiaron la evolución de los lagos sobre el plateau Qinghai–Tibet (que contiene cerca de la mitad de los lagos de China en cantidad y área) en los últimos 100 años. Para ello, se combinó información proveniente desde mapas de época (geográficos y topográficos) e imágenes satelitales (Landsat).

Para este caso, se combinaron todas las fuentes de información disponible, las que se detallan en la Tabla III. Se obtuvieron dos fotografías capturadas por el Servicio Aerofotogramétrico de Chile (SAF) el 15/01/1964 y el 23/10/1981, a escalas 1:2500 y 1:25000 respectivamente. En particular las imágenes tomadas por el SAF en 1964 fueron utilizadas como base cartográfica en mapas realizados por el SAF (1968), Cristino (1981) y Pujador et al. (1985), lo que facilitó su georreferenciación. También se obtuvieron imágenes desde *Google Earth Pro* de los años 1985, 2002, 2005, 2007, 2009 y 2014. Todas estas imágenes fueron llevadas al software *QGIS* y se georreferenciaron tomando en cuenta elementos comunes con imágenes actuales, como caminos, línea de costa y otros accidentes geográficos. Luego, se delimitaron polígonos sobre el espejo de agua y se procedió a extraer el área en metros cuadrados.

Tabla III: Resumen de imágenes satelitales, aerofotogramétricas y niveles reportados del humedal Rano Raraku.

Fuente	Tipo	Periodo
SAF	Aerofotografía	1964 y 1981
Google Earth Pro	Imagen satelital	1985, 2002, 2005, 2007, 2009 y 2014
Landsat 7	Imagen satelital	2001, 2003, 2005, 2006, 2007, 2008, 2010, 2012 y 2013
Landsat 8	Imagen satelital	2013-2024
Sentinel 2	Imagen satelital	2016-2023
Flenley et al. (1991)	Nivel observado	1977 y 1983
Dumont et al. (1998)	Nivel observado	1990
Mann et al. (2003), Evans (2017)	Nivel observado	1998
Sáez et al. (2009)	Nivel observado	2006
Wachsmann & Morris (2015)	Nivel observado	2012
Argiriadis et al. (2021)	Nivel observado	2017

Por otro lado, se obtuvo la variación del área del espejo de agua desde el año 2001 empleando la herramienta *InletTracker* de Heimhuber et al. (2021), la cual se debió adaptar para los propósitos de este estudio. Ésta consiste en un código de *Python* que se conecta a los servicios de *Google*

Earth Engine para obtener imágenes de los satélites Landsat 7, 8 y Sentinel 2; lo anterior diseñado con el fin de reconstruir la evolución de bahías en la costa, evaluando si son abiertas o cerradas. Sin embargo, en este caso se busca evaluar la variación del espejo de agua de un humedal en una cuenca endorreica, por lo que se obtuvo el índice de agua de diferencia normalizada modificado (mNDWI), que se construye a partir de las bandas verde e infrarrojo de onda corta (SWIR) aplicando la fórmula $MNDWI = (\text{Green} - \text{SWIR}) / (\text{Green} + \text{SWIR})$ indicada por Xu (2006) y Ufimtseva & Kuznetsov (2023). Este índice muestra un fuerte contraste entre los acuíferos expuestos y lo que corresponde a otro tipo de superficies, las imágenes resultantes muestran el agua en una paleta de color azul y el terreno en una paleta de color rojo. Las imágenes resultantes fueron reprocesadas por un código en *Python* que media la superficie asociada a los píxeles en la gama de color azul, calculando su área respectiva en metros cuadrados.

A partir de un DEM de alta resolución del área de estudio adquirido por Luis Godoy en el año 2023, empleando un dron *DJI Phantom 4 Pro*, fue posible extraer una curva que relaciona el área del espejo de agua con la altura de la columna de agua. De este modo, se pudo integrar información reportada en publicaciones científicas que indican el nivel de agua en los años 1977, 1983, 1990, 1998, 2006, 2009, 2012 y 2017, transformándolas a área del espejo de agua. Así mismo, se pudo calcular la variación de altura de columna de agua para todas las imágenes disponibles. Con ello fue posible comparar la variación de altura de columna de agua con el promedio móvil de la precipitación acumulada mensual (48 meses) entre los años 1964 al 2024.

3.2.2 Balance Hídrico

Una vez conocida la dinámica de las variables meteorológicas, se estimó de forma cuantitativa el balance hidrológico anual del humedal Rano Raraku, en base a los datos meteorológicos otorgados por la estación Mataveri para precipitación y temperatura, es decir, desde 1955 al 2024. Para este balance se considera la recarga del sistema (precipitaciones) y la descarga (evapotranspiración de referencia), la infiltración se asumió nula.

Para obtener la serie de precipitación representativa del humedal Rano Raraku, la serie registrada por la estación Mataveri se redujo en un 14%, considerando el valor indicado por la estación EISP en el mapa de sesgo factorial. En cuanto a las temperaturas, se aplicó un ajuste a toda la serie según el mes del año, en función de la diferencia entre los promedios mensuales del registro de la estación Mataveri y el registro de la estación EISP durante el periodo comprendido entre abril de 2011 y marzo de 2012. Estas diferencias se aplicaron tanto a las temperaturas mínimas como a las máximas. De este modo, la temperatura promedio se ajusta a las condiciones de Rano Raraku, asumiéndose que el rango térmico es equivalente al registrado por la estación Mataveri.

Para obtener la evapotranspiración de referencia (ET_0) se emplea la ecuación de Hargreaves-Samani que solo requiere la temperatura mínima, máxima y media, además del ciclo estacional de la radiación al tope de la atmósfera.

La ecuación de Hargreaves-Samani se expresa de la siguiente forma (FAO, 2006):

$$ET_0 = 0.0023(T_{media} + 17.8)(T_{max} - T_{min})^{0.5} Ra$$

Donde:

ET_0 : Evapotranspiración de referencia en mm/día.

T_{\max} : Temperatura máxima diaria ($^{\circ}\text{C}$).

T_{\min} : Temperatura mínima diaria ($^{\circ}\text{C}$).

T_{media} : Temperatura media diaria ($^{\circ}\text{C}$).

Ra : Radiación solar diaria extraterrestre según la latitud en mm/día. Su cálculo se detalla en el Anexo.

Una vez calculada la ET_0 en valores diarios, se obtuvo la evapotranspiración de referencia anual (mm/año). Posteriormente, estos datos fueron comparados con la precipitación anual en Rano Raraku (Pp), y el balance neto se determinó como la diferencia entre Pp y ET_0 . De este modo, se reconocen excedentes hídricos si el delta es positivo o déficits cuando es negativo, para cada año.

3.2.3 Variaciones hidrológicas y ambientales a escala del Holoceno

Para tener una noción de las principales variaciones del nivel de agua en Rano Raraku durante el Holoceno, se revisó exhaustivamente la bibliografía existente sobre la isla, especialmente la relacionada a estudios paleoambientales. En este sentido, se encontraron un par de investigaciones que dan cuenta de variaciones en la columna de agua de manera cuantitativa, relativas a niveles previos, en su mayoría tomando como referencia el nivel máximo alcanzado a fines del Último Máximo Glacial (~17000 cal yr BP) marcado por fósiles de rizomas de totora y de helechos que se encuentran cerca de 14 metros por sobre la topografía actual (Horrocks et al., 2012; Argiriadis et al., 2021). En otros casos, se hace referencia a ambientes y/o condiciones dominantes por periodo, que permiten estimar la columna de agua asociada (Jenny et al., 2003). De este modo, se estiman niveles inferidos que corresponden a la altura absoluta de la columna de agua en cada periodo, definida como el nivel promedio del cuerpo de agua medido desde el fondo según su posición en ese momento.

3.2.4 Campaña de extracción de muestras

Durante septiembre del año 2023 se llevó a cabo una campaña de extracción de muestras desde el humedal Rano Raraku, que contempló tres testigos sedimentarios de 10 metros de largo, de los cuales se estudia el testigo llamado *RRS1*. Su ubicación se muestra en la Figura 3.2.

Estos testigos fueron extraídos mediante un barreno manual *peat sampler Royal Eijkelkamp* que permite extraer semicilindros de sedimento de 50 cm de largo y 5.2 cm de diámetro, hasta 10 metros de profundidad desde la superficie (Royal Eijkelkamp, 2024).

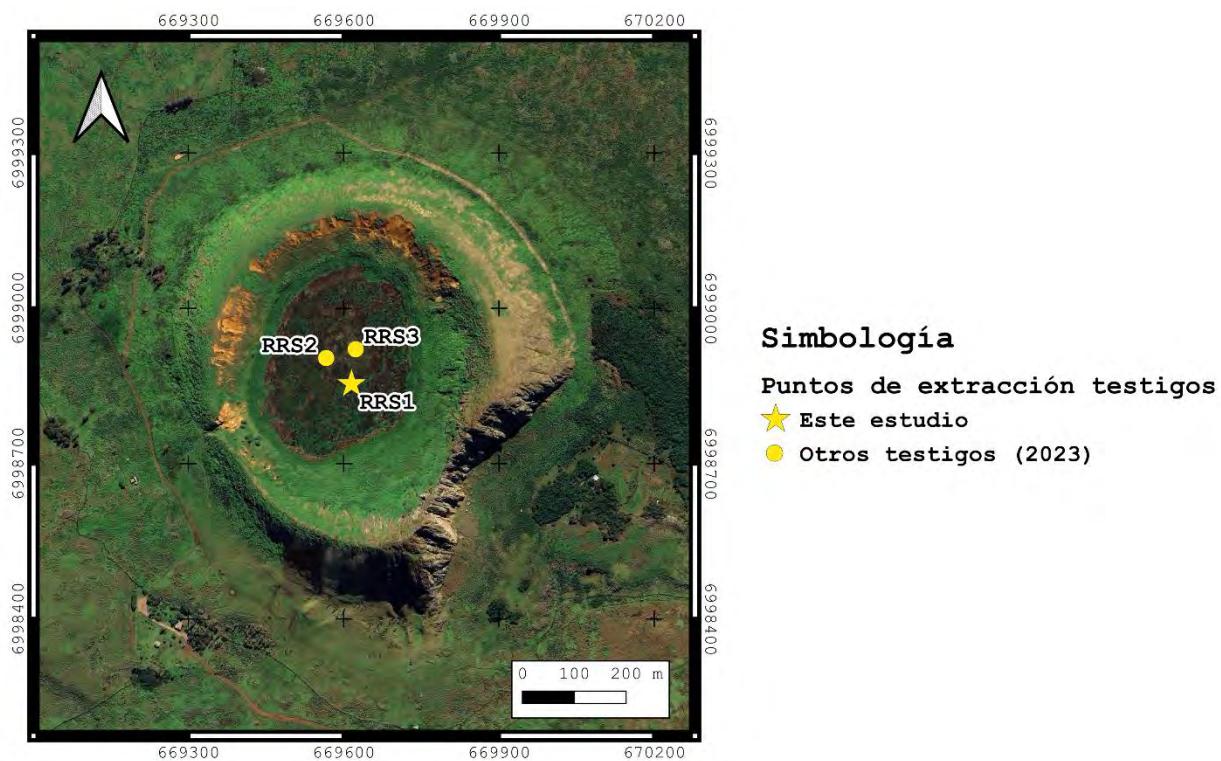


Figura 3.2: Mapa de ubicación de los testigos sedimentarios extraídos durante la campaña del año 2023.

3.2.5 Perfiles estratigráficos

Con el fin de conocer los cambios en la posición del fondo de la cuenca para cada periodo con cambios hidrológicos significativos, se compilaron los análisis llevados a cabo por Morales (2025) al testigo RRS1, que incluyen una detallada descripción sedimentológica y estratigráfica, complementada con datos de susceptibilidad magnética, geoquímica de elementos mayores mediante fluorescencia de rayos X, tomografías computarizadas y granulometría láser. Estos datos son comparados con otros estudios realizados a partir de otros testigos obtenidos desde el humedal, recopilados en el trabajo de Sáez et al. (2009) en un perfil que sigue una traza N-S (Figura 3.3). Además, se realizó otro perfil análogo, pero con orientación E-W. Con ello se establecieron correlaciones litoestratigráficas y cronoestratigráficas que permiten conocer con mayor precisión la forma del fondo del humedal a lo largo del Holoceno.

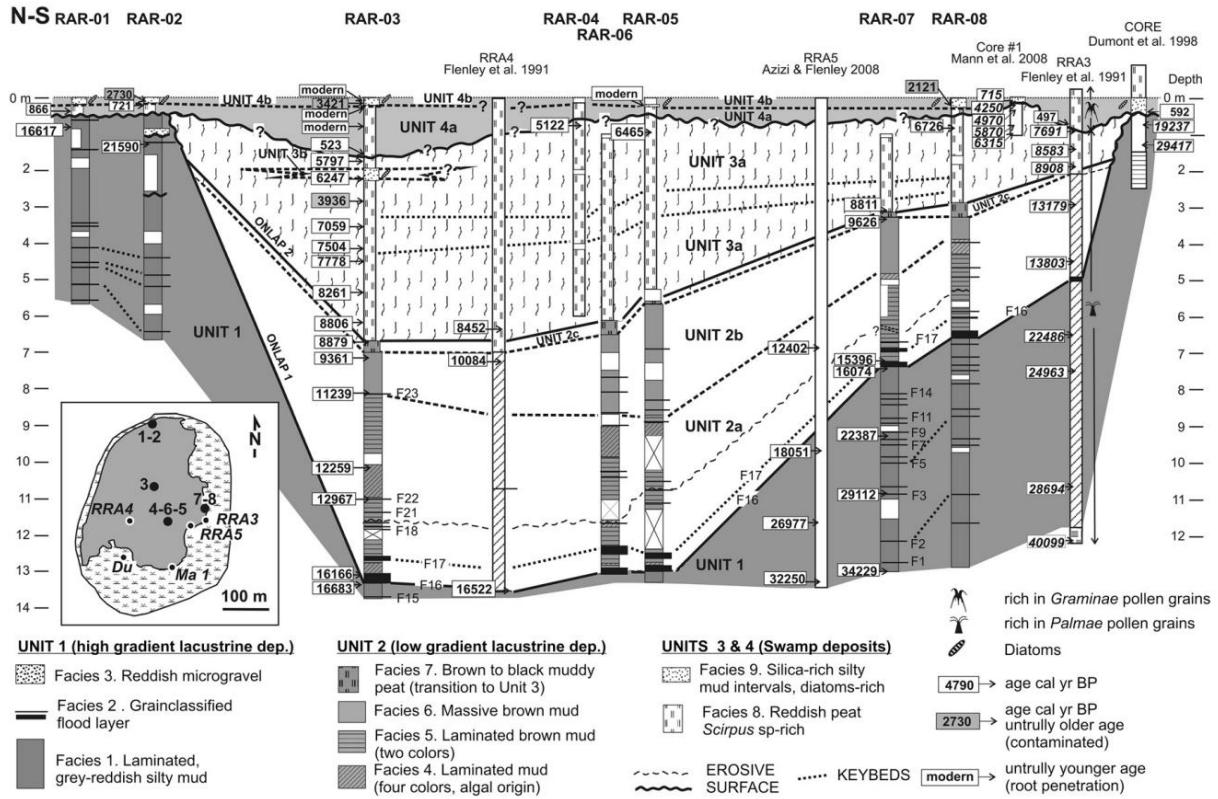


Figura 3.3: Perfil estratigráfico N-S que recopila los testigos sedimentarios extraídos del humedal hasta el año 2006. Extraído de Sáez et al. (2009).

3.2.6 Modelos 3D del cuerpo de agua

En base a los perfiles estratigráficos y tomando como referencia el testigo RRS1, con su respectivo modelo cronológico elaborado por Morales (2025), se determinaron las profundidades locales en cada testigo sedimentario por cada periodo hidrológico. Estas profundidades se adjuntan en la tabla de atributos de la capa de puntos (archivo .shp) con la ubicación de los testigos. Luego, esta capa es procesada en un código de *Python* para generar una superficie interpolada, definiendo el fondo de la cuenca para cada periodo. Para ello se empleó un interpolador de funciones de base radial (RBF) con función base tipo spline de lámina delgada (thin plate spline), que genera una superficie suave que pasa exactamente por los puntos medidos ESRI (2025). De este modo, se combina esta superficie (limitada al área del fondo de la cuenca) con el resto del DEM de la cuenca actual, generando un DEM modificado representativo de cada periodo.

En cada caso, se asigna una cota a la que se encuentra el nivel freático, de acuerdo a la recopilación de variaciones hídricas a escala del Holoceno. Con esta información, se generan modelos 3D que muestran el cuerpo de agua en cada periodo, desde los que se extraen vistas en planta, perfiles N-S y E-W, junto con el volumen de agua aproximado que habría almacenado la cuenca en cada etapa.

3.3 Simulaciones de altura de lago

3.3.1 Simulaciones para el Holoceno y el Último Máximo Glacial

Para estimar los niveles del lago durante el Holoceno y el Último Máximo Glacial se adaptó la metodología empleada por Jenny et al. (2003), quienes reconstruyeron las tasas de precipitación en la Laguna Aculeo a lo largo del Holoceno, a partir de un testigo sedimentario. Los autores identificaron ambientes a partir del testigo, los que estaban asociados a columnas de agua relativamente conocidas. También realizaron un estudio a detalle de las variables meteorológicas que influían en el balance hídrico de la laguna. Una vez determinados estos parámetros, y sabiendo que la precipitación promedio anual de una serie de 72 años es de 544 mm, a la que se le asocia un nivel del lago con una profundidad aproximada de 6 m, procedieron a emplear la fórmula de Hostetler (1995) para obtener la tasa de cambio del nivel del lago ante distintos escenarios de precipitación, simulando períodos de 50 años en función de valores mensuales de precipitación y evaporación.

La fórmula de Hostetler (1995) permite calcular cambios en el nivel de lagos endorreicos, es decir, sistemas cerrados sin salidas naturales ni artificiales. Este tipo de lagos depende de un equilibrio cercano entre la precipitación y la evaporación, lo que los vuelve más susceptibles a variaciones climáticas. Esta ecuación se expresa de la siguiente forma:

$$\frac{dz}{dt} = (P_L - E_L) + \frac{A_B(z)}{A_L(z)}(rP_B)$$

Donde:

P_L : Precipitación sobre el espejo de agua en mm/mes.

E_L : Evaporación sobre el espejo de agua en mm/mes.

$A_L(z)$: Superficie del cuerpo de agua a la elevación z en m^2 .

$A_B(z)$: Superficie de la cuenca excluyendo el espejo de agua en m^2 .

P_B : Precipitación sobre la cuenca del lago en mm/mes.

r : Coeficiente de escorrentía.

Para poder replicar esta metodología, se emplea un esquema Runge-Kutta de cuarto orden. Como parte de los datos de entrada del modelo, se utilizan los datos de precipitación y temperatura de la isla para un periodo de 60 años, ajustados según el sesgo para Rano Raraku. Estos datos corresponden a la misma serie descrita en la sección 3.2.2, pero corresponden al periodo comprendido entre 1964 y 2024. Esto último se debe a que la simulación de control requiere un nivel inicial conocido, y la primera observación disponible corresponde a la aerofotografía tomada por el SAF el 15/01/1964.

Una vez que se tienen las tasas de precipitación y evaporación representativas para la realidad actual de la zona de estudio, se descartan de la serie los últimos 15 años (2010-2024), considerando que este periodo ha sido afectado por la megasequía, un fenómeno climático inusual y sin precedentes (Boisier et al., 2016; Garreaud et al., 2017; Garreaud et al., 2019; Barria et al., 2021).

La serie climatológica representativa de Rano Raraku para el periodo no afectado por la megasequía (1964-2009) es utilizada como parte de una segunda simulación de control.

Posteriormente, la serie climatológica antes mencionada (que abarca un periodo de 45 años) se ajusta a niveles representativos de un clima preindustrial, es decir, restándole a la serie de temperatura 1.1°C , considerando el incremento en la temperatura superficial global comparando el periodo 2011-2020 respecto al periodo 1850-1900 (IPCC, 2023). Con respecto a las precipitaciones, se asume que las tasas recientes son similares a las del clima preindustrial.

Luego, la serie climatológica representativa del clima preindustrial en Rano Raraku se ajusta nuevamente, de acuerdo a la diferencia mensual para cada variable meteorológica (T° y Pp) durante el Holoceno Medio y durante el Último Máximo Glacial, a partir de lo indicado por el modelo PMIP4 según el atlas interactivo IPCC WGI (Gutiérrez et al., 2021; Iturbide et al., 2022). La serie de temperaturas ajustada para cada periodo permite calcular la evapotranspiración de referencia (ET_0) con la ecuación de Hargreaves-Samani (ver sección 3.2.2), y con ello ejecutar simulaciones paleohidrológicas. El detalle de las simulaciones llevadas a cabo se muestra en la Tabla IV.

Tabla IV: Resumen de simulaciones del nivel del lago de Rano Raraku realizadas en este estudio.

Simulación	Tipo	Periodo	Datos de entrada
Periodo reciente con megasequía	Simulación de control	1964-2024	Climatología de referencia para Rano Raraku (serie de Mataveri ajustada)
Periodo reciente sin megasequía	Simulación de control	1964-2009	Climatología de referencia para Rano Raraku (serie de Mataveri ajustada)
Holoceno Medio	Simulación paleohidrológica	6.5-5.5 cal kyr BP	Climatología de Rano Raraku ajustada según las diferencias reportadas por PMIP4 para el Holoceno Medio
Último Máximo Glacial (LGM)	Simulación paleohidrológica	23-19 cal kyr BP	Climatología de Rano Raraku ajustada según las diferencias reportadas por PMIP4 para el LGM

También es necesario proporcionar al modelo un coeficiente de escorrentía, que se define a partir de la Tabla V, correspondiente a la Tabla 3.702.503.B del “Manual de Carreteras, Volumen N°3, Instrucciones y criterios de diseño” elaborado por el MOP-DV (2017). Esta tabla permite estimar dicho coeficiente a partir de cuatro factores principales: el relieve, la infiltración, la vegetación y la capacidad de almacenar agua. Para determinarlo se selecciona un valor que represente el estado de cada factor y se suma la contribución de cada uno de ellos. Los valores tabulados son válidos para periodos de retorno (T) de 10 años; si los periodos de retorno son mayores se amplifica el coeficiente de escorrentía por los factores indicados al final de la tabla.

Por otro lado, la función que relaciona la superficie del cuerpo de agua con la elevación z se obtiene a partir del DEM de la cuenca actual para todos los periodos simulados. De esta manera, se generan niveles comparables entre sí, independientes de la morfología de la cuenca.

Tabla V: Coeficientes de escorrentía para $T = 10$ años. Extraído de MOP-DV (2017).

Factor	Extremo	Alto	Normal	Bajo
Relieve	0.28-0.35 Escarpado con pendientes mayores que 30%	0.20-0.28 Montañoso con pendientes entre 10 y 30%	0.14-0.20 Con cerros y pendientes entre 5 y 10%	0.08-0.14 Relativamente plano con pendientes menores al 5%
Infiltración	0.12-0.16 Suelo rocoso o arcilloso con capacidad de infiltración despreciable	0.08-0.12 Suelos arcillosos o limosos con baja capacidad de infiltración, mal drenados	0.06-0.08 Normales, bien drenados, textura mediana, limos arenosos, suelos arenosos	0.04-0.06 Suelos profundos de arena u otros suelos bien drenados con alta capacidad de infiltración
Cobertura vegetal	0.12-0.16 Cobertura escasa, terreno sin vegetación o escasa cobertura	0.08-0.12 Poca vegetación, terrenos cultivados o naturales, menos del 20% del área con buena cobertura vegetal	0.06-0.08 Regular a buena; 50% del área con praderas o bosques, no más del 50% cultivado	0.04-0.06 Buena a excelente; 90% del área con praderas, bosques o cobertura equivalente
Almacenamiento Superficial	0.10-0.12 Despreciable, pocas depresiones superficiales, sin zonas húmedas	0.08-0.10 Baja, sistema de cauces superficiales pequeños bien definidos, sin zonas húmedas	0.06-0.08 Normal; posibilidad de almacenamiento buenas, zonas húmedas, pantanos, lagunas y lagos	0.04-0.06 Capacidad alta, sistema hidrográfico poco definido, buenas planicies de inundación o gran cantidad de zonas húmedas, lagunas o pantanos.
Si $T > 10$ años Amplificar Resultado por: $T = 25 ; C = 1.10$ $T = 50 ; C = 1.20$ $T = 100 ; C = 1.25$				

3.3.2 Análisis de sensibilidad y validación con periodo reciente

Se estudia la sensibilidad de la ecuación de Hostetler (1995) para modelar el caso de estudio. Para ello, en primer lugar se genera una climatología de referencia para Rano Raraku, en base a los valores registrados por la estación Mataveri y el sesgo que refleja el análisis de variabilidad espacial de la precipitación. En el caso de la temperatura, se considera el sesgo entre registro de la estación EISP y el de la estación Mataveri durante el periodo abril 2011-marzo 2012. Los valores de precipitación promedio que muestra este climograma se ponderan por distintos factores entre 0.5 y 1.5 en intervalos de 0.05, en cambio, la temperatura de referencia se varía en un rango -10°C a +10°C en intervalos de 2°C. Por otro lado, se toman índices de escorrentía entre 0.05 y 1 con intervalos de 0.05. Con lo anterior, se analiza la sensibilidad al cambio en el nivel de agua ante variaciones en la precipitación, temperatura y distintos coeficientes de escorrentía.

Finalmente, para validar la representatividad del modelo se comparan las variaciones de altura de columna de agua simuladas para el periodo reciente (1964-2024), con las reportadas en publicaciones científicas, y los niveles derivados de imágenes aéreas y satelitales.

3.3.3 Simulaciones de atribución

Por último, a modo de síntesis, se ejecutan simulaciones de atribución con las forzantes de cada periodo, es decir, la climatología representativa del Holoceno Medio y el Último Máximo Glacial. Para ello, se obtiene el nivel promedio al aplicar el sesgo solo a la precipitación, solo a la temperatura, y luego a ambas variables en conjunto. Los cambios en el nivel de agua se comparan con el nivel de referencia actual y se expresan como una tasa de cambio porcentual, permitiendo identificar el grado de influencia de cada variable sobre la altura de la columna de agua de Rano Raraku.

4. Resultados

4.1 Análisis climático actual

4.1.1 Análisis estadístico de datos meteorológicos (Mataveri vs ERA5)

En primer lugar, para poder validar la representatividad del reanálisis aplicado a la isla de Rapa Nui, se compararon las variables de precipitación y temperatura para el registro histórico de la estación meteorológica Mataveri versus los datos entregados por ERA5, tanto a escala diaria como anual para el caso de la precipitación (Figura 4.1 y Figura 4.2, respectivamente), y a escala anual para la temperatura (Figura 4.3). En general, el registro de precipitación diaria de la estación Mataveri incluye el periodo de 1941 a 1942 (sin el mes de diciembre de 1941), y el periodo que va desde junio de 1954 a diciembre de 2024 (sin el año 1990). Casi todo el periodo de 1940 a 2024 tiene un registro con resolución mensual, pero los años 1940, 1941, 1947 y 1954 se encuentran incompletos. Con respecto a la temperatura, el registro abarca desde junio de 1954 a diciembre de 2024, con una resolución diaria.

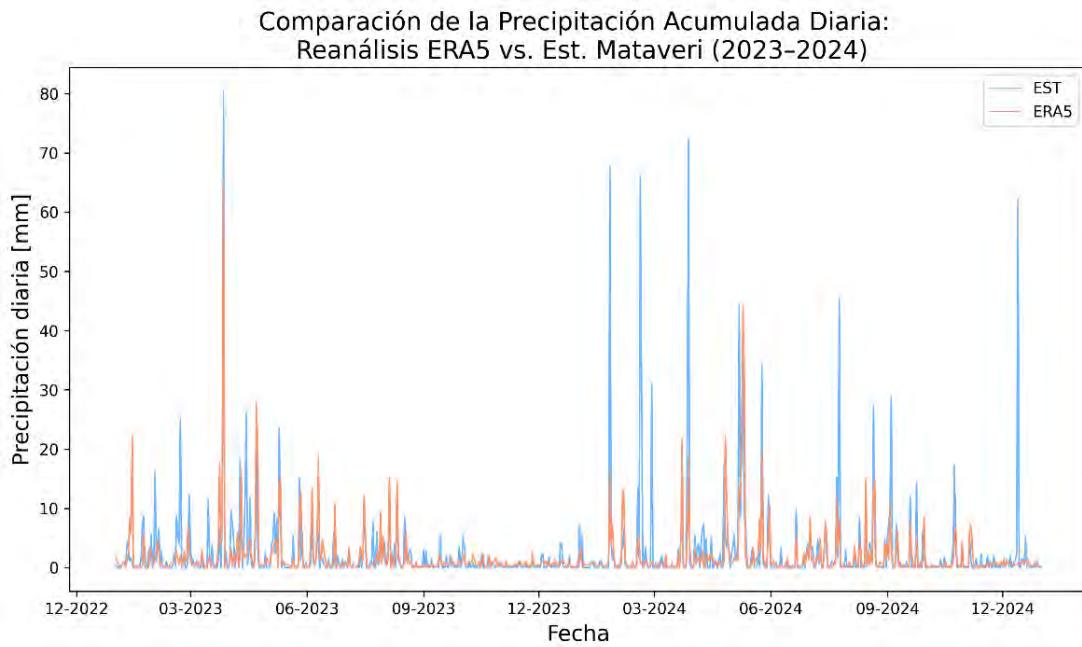


Figura 4.1: Comparación de la precipitación diaria registrada por la estación Mataveri (azul) con los datos entregados por el reanálisis ERA5 (naranja), a modo de ejemplo se muestran los datos para el periodo 2023-2024.

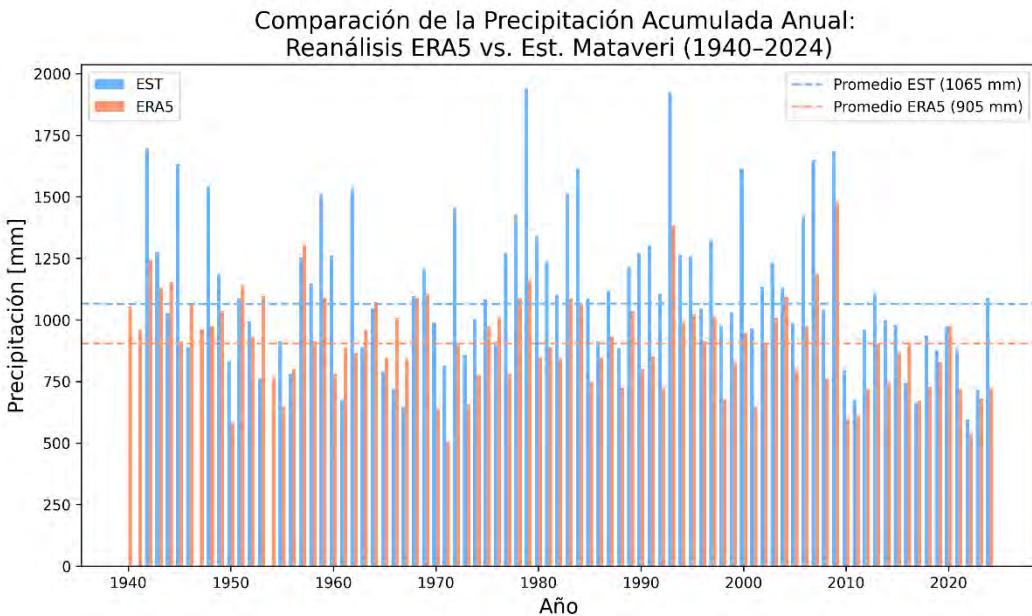


Figura 4.2: Comparación de la precipitación anual registrada por la estación Mataveri (azul) con los datos entregados por el reanálisis ERA5 (naranjo) y sus respectivos promedios (líneas segmentadas) en el periodo 1940-2024.

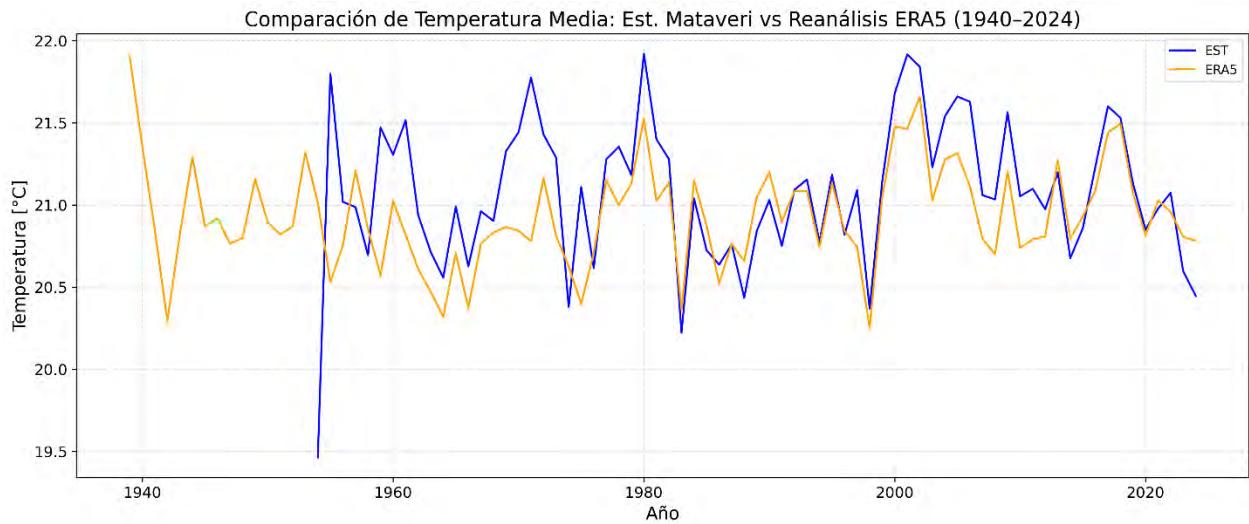


Figura 4.3: Comparación de la temperatura promedio anual registrada por la estación Mataveri (azul) con la temperatura promedio anual otorgada por el reanálisis ERA5 (naranjo) en el periodo 1940-2024.

A partir de los gráficos de precipitación, se observa el potencial que tiene el reanálisis para proporcionar una serie de datos con resolución diaria, sin gaps de información, para todo el periodo de registro. Sin embargo, en el gráfico de precipitación anual se observa una tendencia a subestimar la precipitación registrada por la estación Mataveri, lo que se evidencia en la diferencia entre sus promedios (160 mm por debajo de la observación). Con respecto a la temperatura, se observa una buena representación de la temperatura media anual por parte del reanálisis.

Para validar los datos que entrega el reanálisis aplicados a la isla, se realizaron análisis estadísticos sobre la covariabilidad diaria por año entre la estación y el reanálisis (Figura 4.4), donde se puede apreciar que el índice de Pearson aumenta a partir de 1972 en adelante, probablemente por una mayor disponibilidad de datos que alimentan el modelo (por ejemplo, producto del comienzo de la

era satelital). El índice de Pearson se estabiliza aproximadamente a partir de 1980, oscilando en torno al rango 0.45-0.75. Considerando lo anterior, se analizó la covariabilidad anual (*scatter plot*), la covariabilidad interdiaria estacional y la covariabilidad estacional interanual, separando los datos por periodo, previo al año 1980 y desde el año 1980.

La covariabilidad anual (Figura 4.5) vuelve a reflejar lo que se observaba en la comparación de las series de precipitación y la covariabilidad diaria por año. Los datos previos a 1980 (círculos blancos) muestran una alta dispersión, que indica la poca efectividad del reanálisis a la hora de reconstruir las condiciones meteorológicas de la isla para esos años. Por el contrario, para los años desde 1980 en adelante (círculos azules), los puntos tienden a mostrar un orden más lineal, aunque algo por debajo de la línea identidad. Lo anterior indica que el reanálisis reconstruye mejor las condiciones de precipitación desde 1980, aunque subestimándolas en un 22% respecto a la estación Mataveri.

Así mismo, la covariabilidad interdiaria por estación del año entre el reanálisis ERA5 y Mataveri (Figura 4.6) muestra que los datos previos a 1980 tienen una correlación débil a inexistente, mientras que los datos que abarcan el periodo 1980-2024 tienen una correlación mayor, con un índice de Pearson en torno a 0.6.

Por otro lado, la covariabilidad interanual por estación del año muestra índices de Pearson más altos que la covariabilidad interdiaria, siendo una correlación moderada en el periodo 1940-1979 y fuerte para el periodo 1980-2024. Los índices son bastante similares, salvo por el asociado a la primavera que es del orden de 0.9 en lugar de 0.8 (0.57 en lugar de 0.35) para el periodo 1980-2024 (1940-1979).

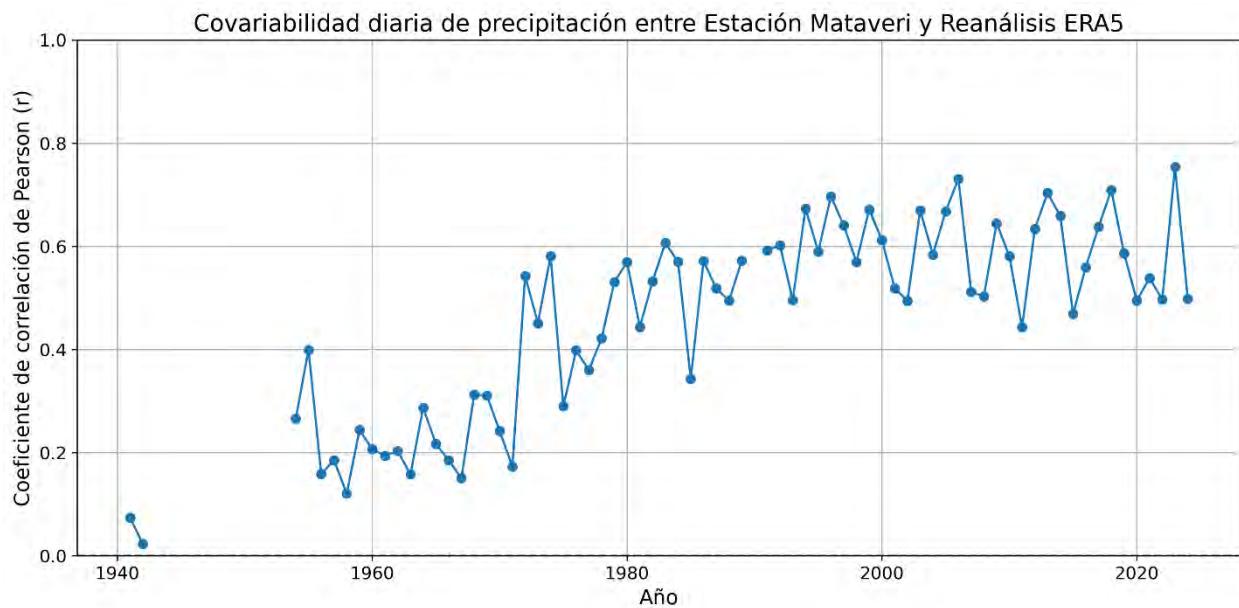


Figura 4.4: Covariabilidad diaria por año entre la estación Mataveri y el reanálisis ERA5. Se observa que luego de 1971 el coeficiente de correlación de Pearson aumenta bastante, por lo que el modelo reflejaría mejor la realidad desde 1972 en adelante.

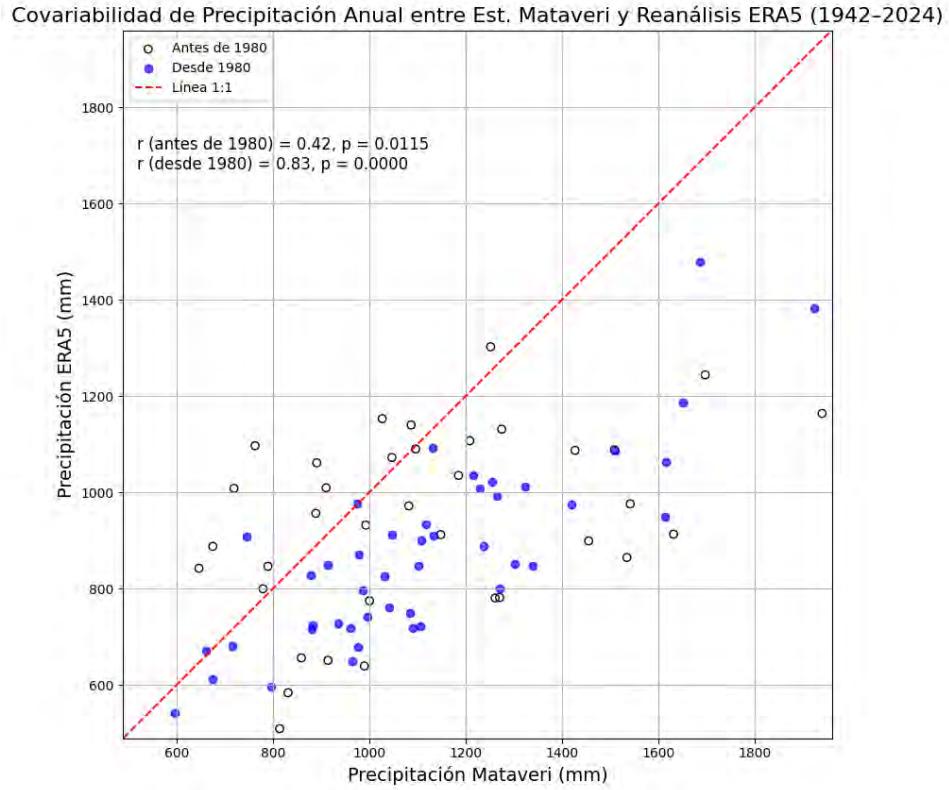


Figura 4.5: Scatter plot que muestra la covariabilidad anual entre la estación Mataveri y el reanálisis ERA5, considerando dos períodos: antes de 1980 (puntos blancos) y desde 1980 (puntos azules).

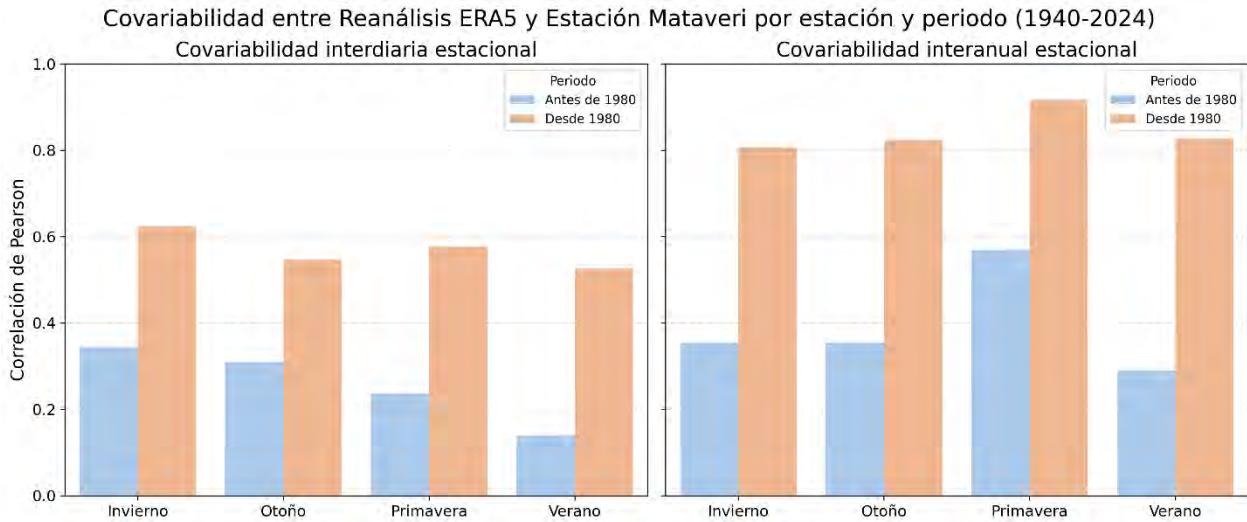


Figura 4.6: Covariabilidad interdiaria estacional e interanual estacional, entre la estación Mataveri y el reanálisis ERA5. Se observa una correlación en general débil para el periodo 1940-1979 y fuerte para el periodo 1980-2024.

Para continuar con el análisis, se graficó la distribución mensual de la precipitación y temperatura del periodo 1980-2024, tanto para la estación Mataveri como para el reanálisis ERA5 (Figura 4.7). Se distingue una marcada estacionalidad tanto en la precipitación como en la temperatura dada por el registro de Mataveri y por los datos del reanálisis. Sin embargo, nuevamente se evidencia que las precipitaciones son subestimadas por el reanálisis. Además, el rango térmico que entrega es

mucho más acotado, con una amplitud de $\sim 1.5^{\circ}\text{C}$ en comparación a los $\sim 5^{\circ}\text{C}$ que muestra la estación Mataveri.

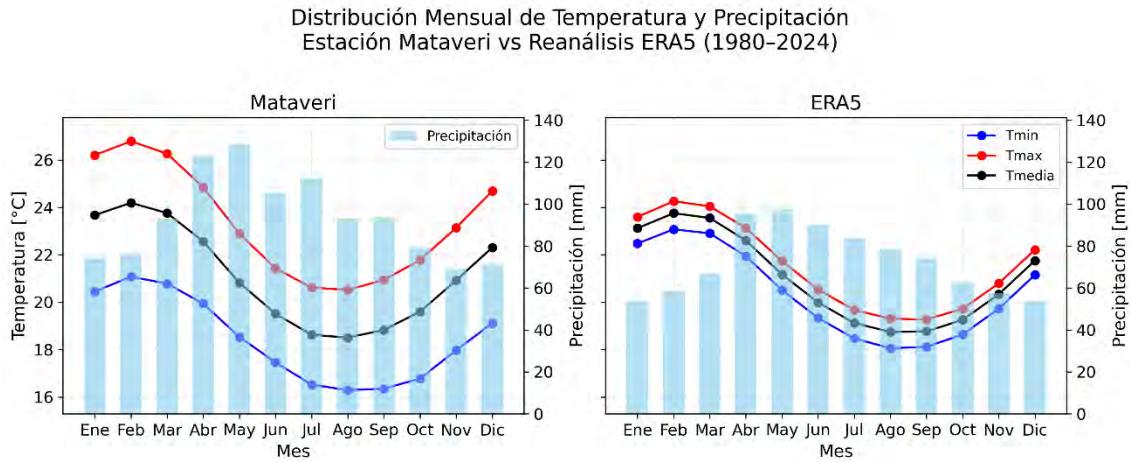


Figura 4.7: Distribución mensual de la precipitación y temperatura (máxima, mínima y media), para la serie entregada por el reanálisis ERA5 de 1940 al 2025.

4.1.2 Caracterización climática de Rano Raraku

Con el fin de entender cómo se comportan las variables meteorológicas en Rano Raraku tanto espacial como temporalmente, se recopilaron los datos meteorológicos históricos de las estaciones meteorológicas instaladas en el área de estudio, que corresponden a la estación del *Easter Island Statue Project (EISP)* que funcionó entre abril del 2011 a marzo del 2012, y la estación RR850 instalada por el “Programa de Prácticas Profesionales Rapa Nui 2024” (FCFM, UChile) y que estuvo operativa entre enero a noviembre del 2024. Estos datos fueron comparados con el registro de la estación Mataveri de la Dirección Meteorológica de Chile (DMC) y con los datos proporcionados por el reanálisis ERA5 en los mismos períodos antes mencionados.

4.1.2.1 Estación EISP

Se compararon los valores de precipitación diarios y mensuales registrados por la estación EISP, con los registrados por la estación Mataveri y los reportados por el reanálisis ERA5 (Figura 4.8 y Figura 4.9, respectivamente). En general se observan series concordantes en magnitud, tanto a escala diaria como mensual, especialmente entre la estación EISP y la estación Mataveri.

Luego, se realizó un análisis de la covariabilidad diaria (Figura 4.10) y la covariabilidad diaria estacional (Figura 4.11) entre la estación EISP y Mataveri, y entre la estación EISP y el reanálisis.

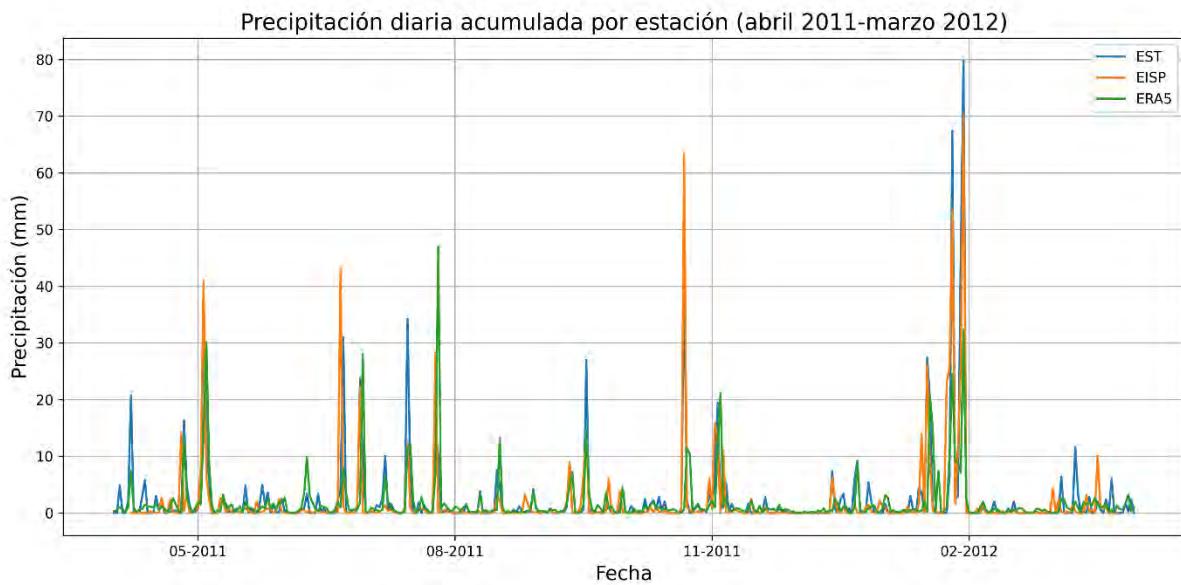


Figura 4.8: Comparación de la precipitación diaria registrada por la estación EISP (naranjo), Mataveri (azul) y el reanálisis (verde).

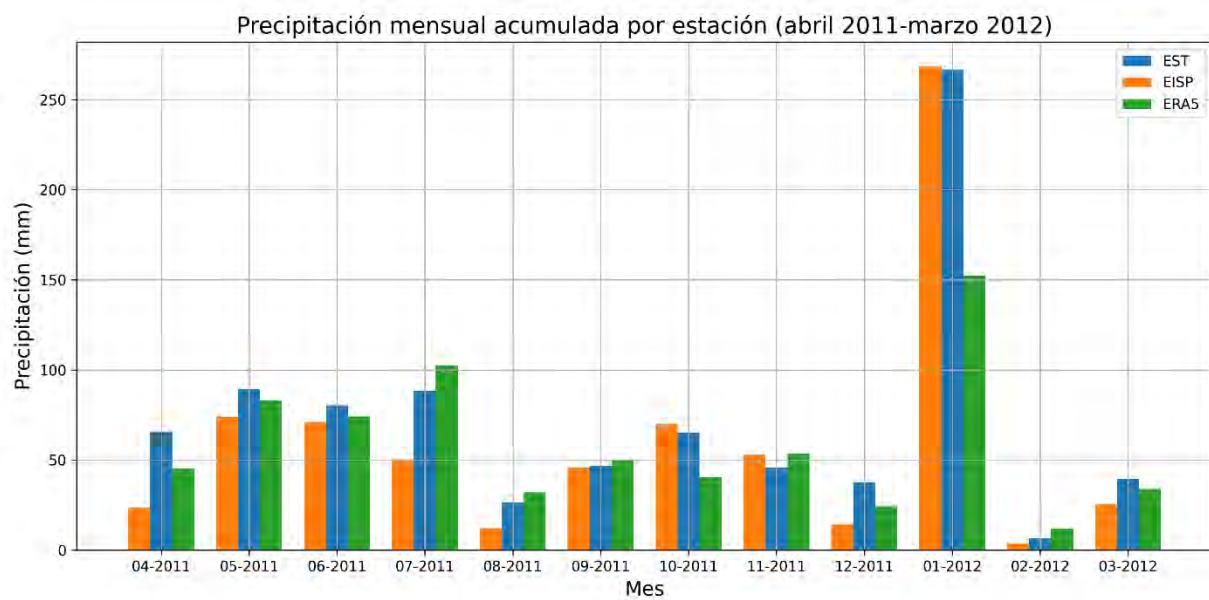


Figura 4.9: Comparación de la precipitación mensual registrada por la estación EISP (naranjo), Mataveri (azul) y el reanálisis (verde).

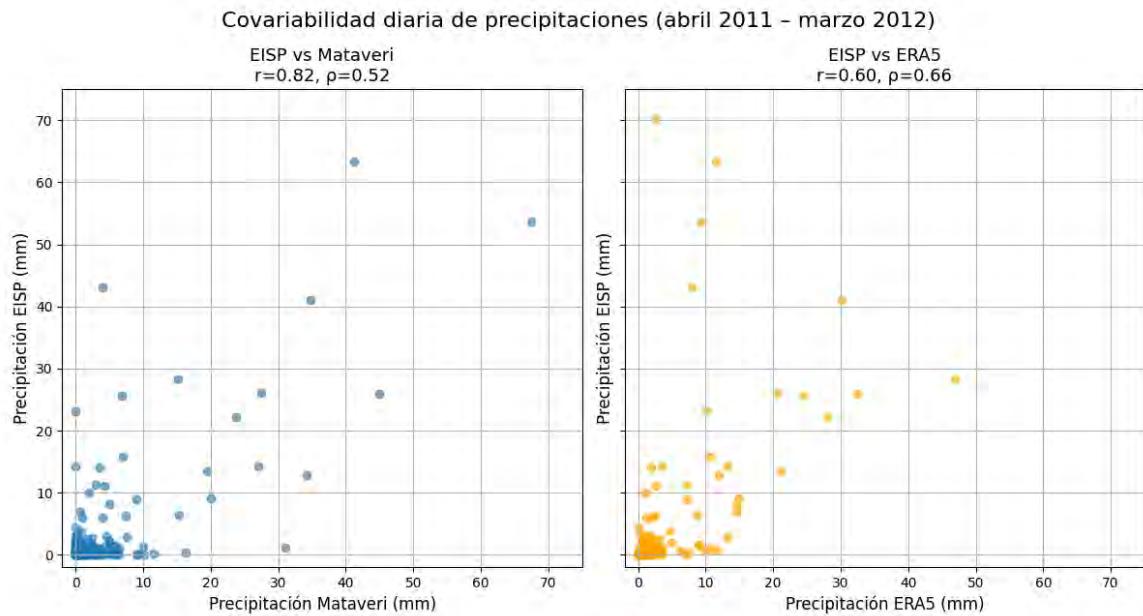


Figura 4.10: Scatter plot de la covariabilidad diaria de la precipitación registrada por la estación EISP y la estación Mataveri (izquierda), junto con el scatter plot de la covariabilidad diaria de la precipitación registrada por la estación EISP y los datos del reanálisis ERA5 (derecha).

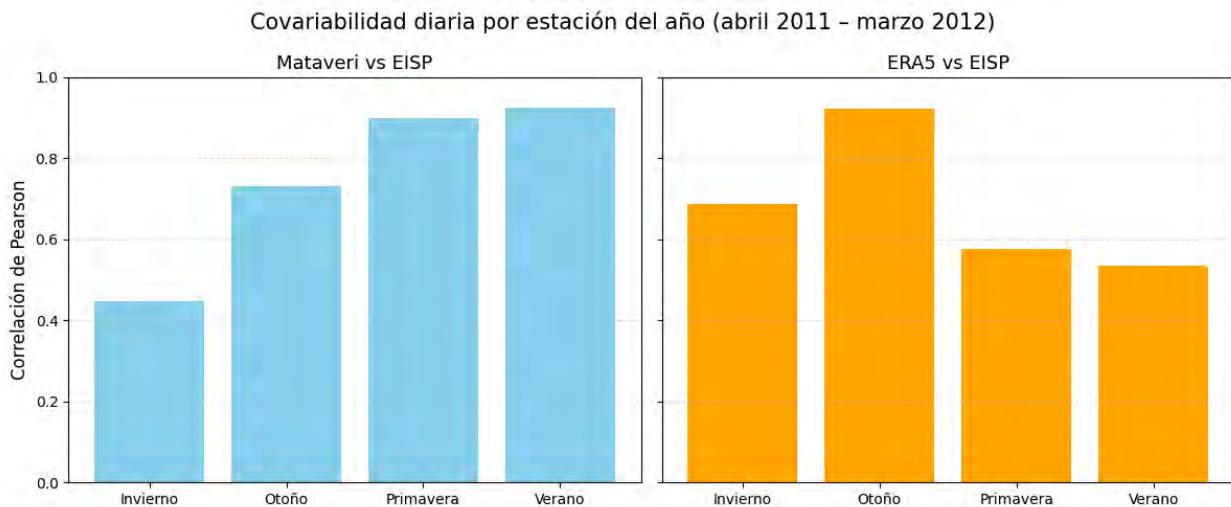


Figura 4.11: Covariabilidad diaria estacional de la precipitación registrada por la estación EISP y la estación Mataveri (panel izquierdo), junto a la covariabilidad diaria estacional de la precipitación registrada por la estación EISP y el reanálisis ERA5 (panel derecho).

A partir de la covariabilidad diaria se observa una correlación mayor entre la estación EISP y la estación Mataveri ($r = 0.82$), sucede lo mismo con el reanálisis ERA5 pero la correlación no es tan fuerte como en el caso anterior ($r = 0.6$).

Respecto de la covariabilidad diaria por estación del año, la correlación es fuerte ($r > 0.5$) tanto con la estación Mataveri como con el reanálisis, sin embargo, la correlación es ligeramente mejor con Mataveri, particularmente en los meses de primavera y verano donde la correlación es muy fuerte (índice de Pearson ~ 0.9).

4.1.2.2 Estación RR850

El mismo procedimiento realizado con los datos de la estación EISP se llevó a cabo con los datos de la estación RR850. En este caso, la comparación de las precipitaciones diarias (Figura 4.12) y mensuales (Figura 4.13) muestra series discordantes entre sí, lo que se manifiesta de forma más pronunciada entre los meses de mayo a agosto. Por su parte, la correlación diaria (Figura 4.14) disminuyó drásticamente, siendo inexistente entre la estación RR850 y la estación Mataveri (índice de Pearson ~ 0), en cambio la correlación diaria para la estación RR850 con el reanálisis muestra una correlación moderada ($r = 0.32$).

Con respecto a la correlación diaria por estación del año (Figura 4.15), nuevamente se evidencia que la correlación entre Mataveri y RR850 es muy débil en todas las estaciones del año ($r < 0.1$). Por otro lado, la correlación entre RR850 respecto al reanálisis es inexistente en verano ($r \approx 0$), pero moderada para los meses de otoño y primavera ($0.3 \leq r \leq 0.5$), y fuerte para los meses de invierno ($r > 0.5$).

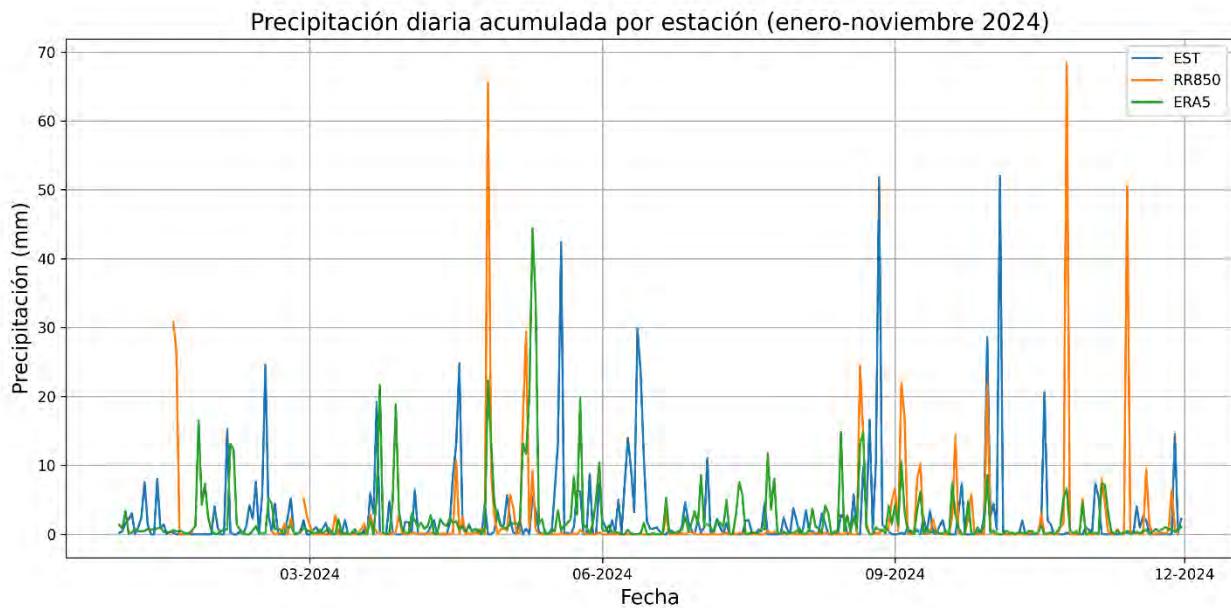


Figura 4.12: Comparación de la precipitación diaria registrada por la estación RR850 (naranjo), Mataveri (azul) y el reanálisis (verde).

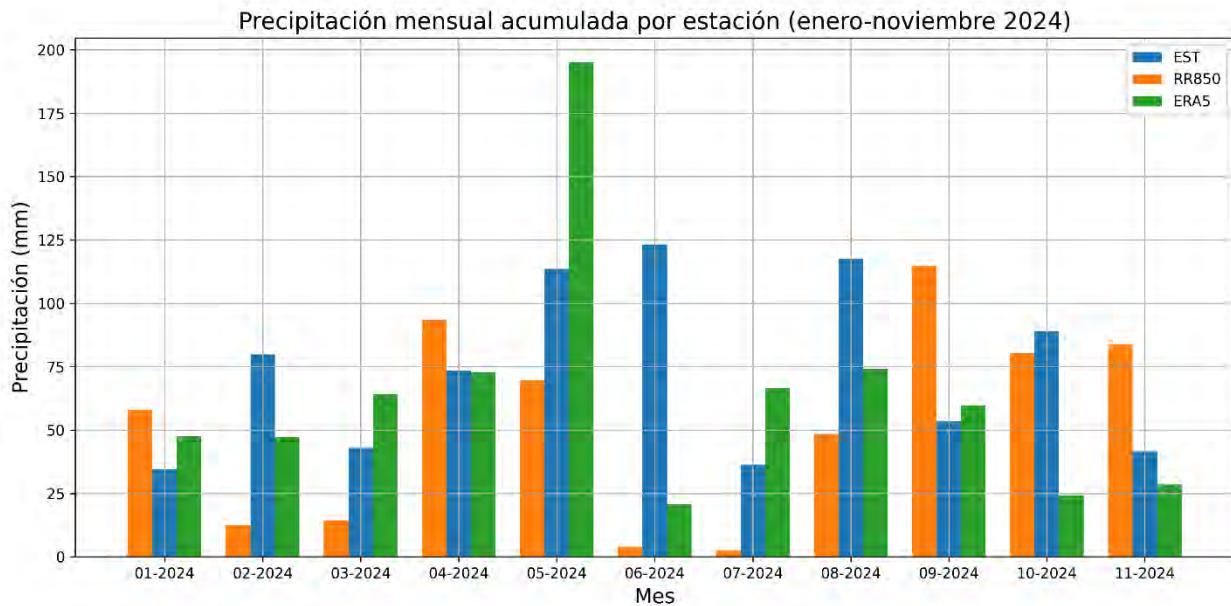


Figura 4.13: Comparación de la precipitación mensual registrada por la estación RR850 (naranjo), Mataveri (azul) y el reanálisis (verde).

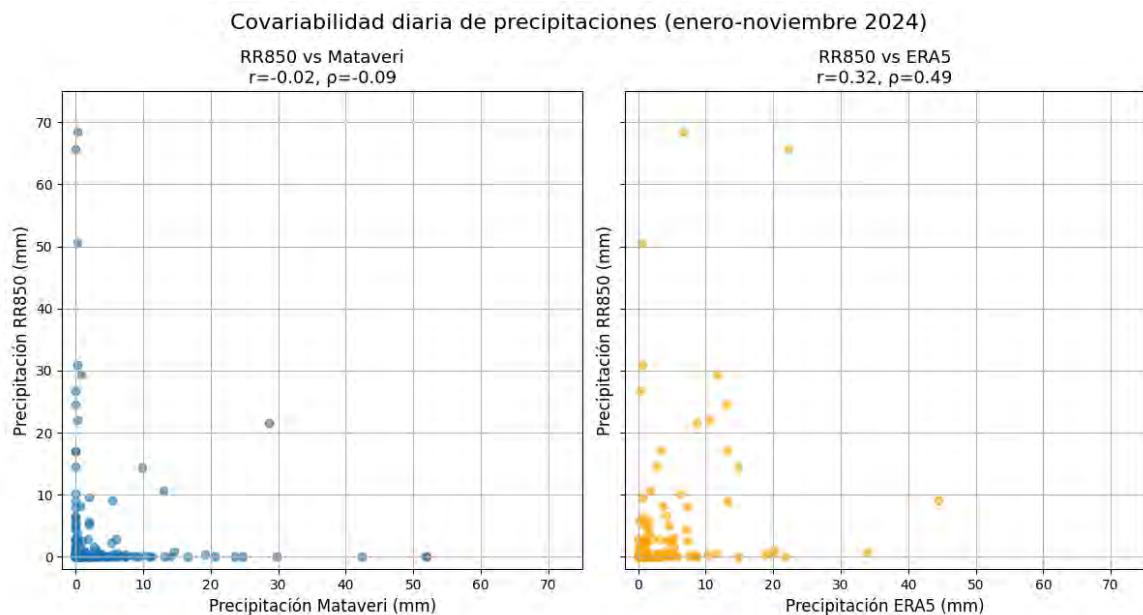


Figura 4.14: Scatter plot de la covariabilidad diaria de la precipitación registrada por la estación RR850 y la estación Mataveri (izquierda), junto con el scatter plot de la covariabilidad diaria de la precipitación registrada por la estación RR850 y los datos del reanálisis ERA5 (derecha).

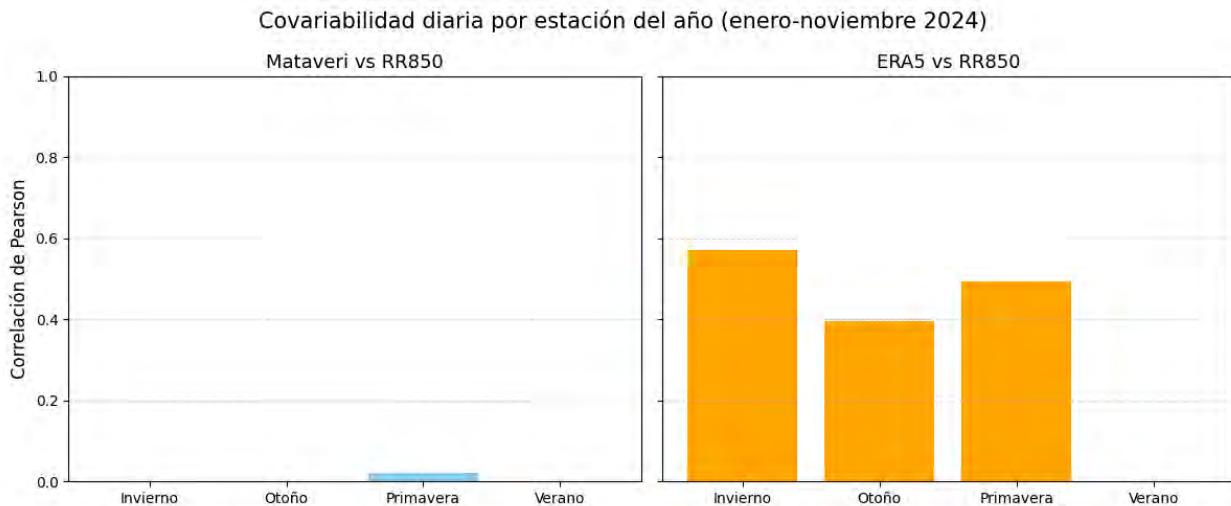


Figura 4.15: Covariabilidad diaria estacional de la precipitación registrada por la estación RR850 y la estación Mataveri (panel izquierdo), junto a la covariabilidad diaria estacional de la precipitación registrada por la estación RR850 y el reanálisis ERA5 (panel derecho).

Con el fin de comprender el comportamiento espacial de la precipitación y generar una climatología representativa de Rano Raraku, se requiere elaborar un mapa de sesgo factorial y un mapa de correlación utilizando todas las estaciones disponibles. Esto permitirá identificar si existen sectores de la isla donde se registran mayores o menores precipitaciones y evaluar la similitud entre los registros de cada estación con respecto a una estación de referencia. Así mismo, es necesario entender cómo es el clima a gran escala, los días que precipita en Rapa Nui, con el propósito de determinar si la lluvia en la isla responde principalmente a fenómenos locales o regionales.

4.1.3 Variabilidad espacial de la precipitación

Para comprender cómo actúa la precipitación localmente, se graficó la ubicación y sesgo factorial de los datos registrados por las estaciones Aroi, Anakena, Anamarama, German, Niki Haoa, Kihi, Colegio Hoja'a o te Mana, EISP, RR850, CLP19 y Vaitea, con respecto a los datos registrados por la estación Mataveri, considerando el periodo en común entre cada par de estaciones. Cabe destacar que para ello se consideraron solo datos con resolución diaria, salvo en el caso de los datos de la estación Vaitea, donde se emplearon datos mensuales para ampliar el periodo de registro y obtener un sesgo más representativo. En cualquier caso, lo anterior no representa un problema dado que el sesgo se calcula como la razón entre el total acumulado por una estación y la estación de referencia en un periodo en común, por lo que el resultado es independiente de la resolución de los datos.

Con lo anterior se obtuvo el siguiente mapa de sesgo factorial de la precipitación (Figura 4.16), donde el tamaño de los puntos refleja la amplitud del periodo de registro, lo que permite inferir que tan representativo es el sesgo que entregan en cada caso. A partir del mapa se puede distinguir que existe una transición espacial en el sesgo en torno a las cotas 100-150 metros, siendo menor a 1 hacia el sur de la isla y mayor a 1 hacia el norte.

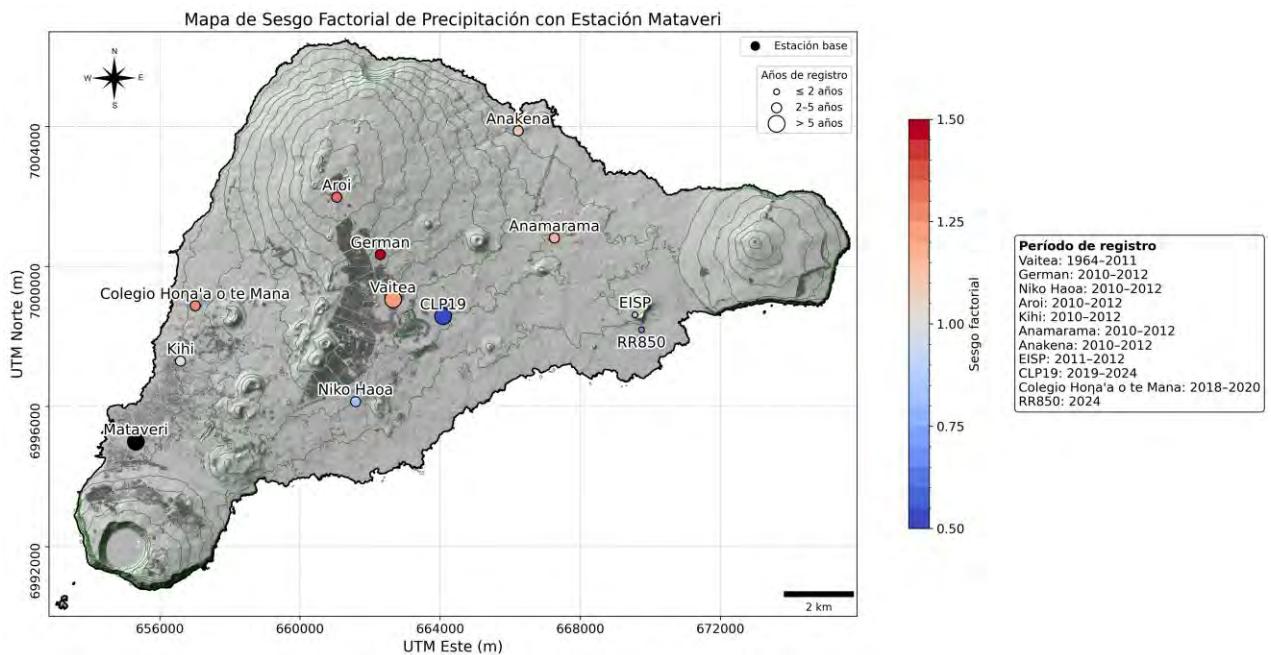


Figura 4.16: Mapa de sesgo factorial de la precipitación tomando como referencia los datos registrados por la estación Mataveri. Las curvas de nivel son equidistantes cada 50 metros.

De manera similar a lo anterior, se graficó la ubicación y correlación de los datos registrados por las estaciones previamente mencionadas con respecto a los datos registrados por la estación Mataveri, considerando el periodo en común entre cada par de estaciones. En este caso solo se consideraron valores con resolución diaria, para obtener correlaciones más representativas.

De esta forma se obtuvo el siguiente mapa de correlación espacial de la precipitación (Figura 4.17), desde el que se desprende que en general la correlación entre todas las estaciones es moderada a fuerte (entre 0.45 y 0.85), particularmente en aquellas estaciones más cercanas a la costa. Los altos valores del índice de Pearson indicarían que, en general, la llegada de un frente de precipitación afecta a toda la isla en mayor o menor medida.

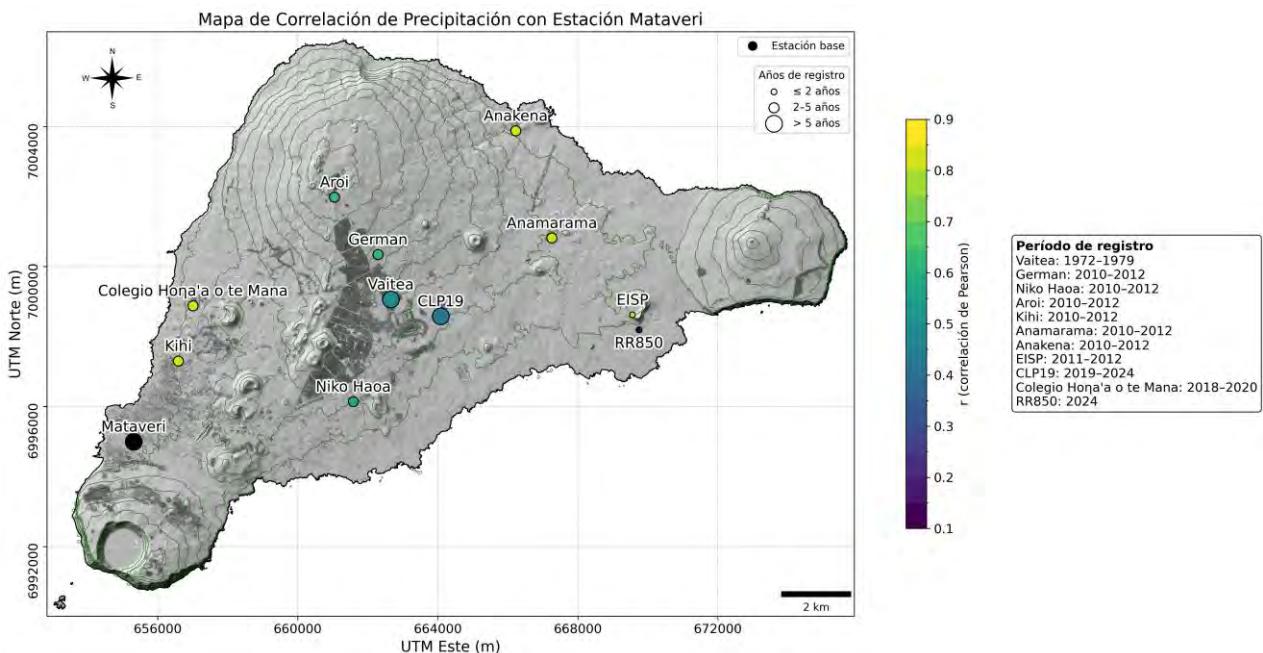


Figura 4.17: Mapa de covariabilidad espacial de la precipitación tomando como referencia los datos registrados por la estación Mataveri. Las curvas de nivel son equidistantes cada 50 metros.

Respecto a la estación RR850, dado que es la única del conjunto de estaciones que muestra una correlación muy débil ($r = 0.13$), considerando que la estación CLP19 se encuentra a unos 5 km de distancia de ésta y también tiene registro en el año 2024 ($r = 0.45$), parece muy poco probable que la estación RR850 haya registrado un año particularmente anómalo respecto a la precipitación.

4.1.4 Condiciones meteorológicas de gran escala para la isla de Rapa Nui

Se realizaron mapas de los compuestos de precipitación promedio para la temporada de invierno (JJA) y verano (DJF), a partir de datos derivados del reanálisis ERA5 para todo el Pacífico suroriental, para comprender la relación entre la precipitación en la isla y fenómenos de escala regional. Los datos fueron filtrados tomando en cuenta los días con lluvias por sobre 5 mm en la isla de Rapa Nui, en el periodo 1990-2019, obteniendo 414 días para la temporada de invierno y 294 días para la temporada de verano. Sobre los compuestos de precipitación se representaron los vectores de flujos de humedad promedio para el mismo periodo (1990-2019), enmascarados según las áreas donde la magnitud de la anomalía de flujo superó los $80 \text{ kg}/(\text{m}^* \text{s})$. De este modo, solo se muestran vectores en las zonas donde el comportamiento del transporte de humedad difiere del patrón regional.

De esta forma, en base al mapa para la temporada de invierno (Figura 4.18), es posible notar que los días en que llueve en Rapa Nui también llueve intensamente a escala regional, en un área comprendida entre aproximadamente 100°W - 120°W y 20°S - 40°S . También los flujos de humedad son de gran magnitud en torno a la isla, con valores por sobre $200 \text{ kg}/\text{m}^* \text{s}$, proviniendo principalmente desde el NW en dirección SE.

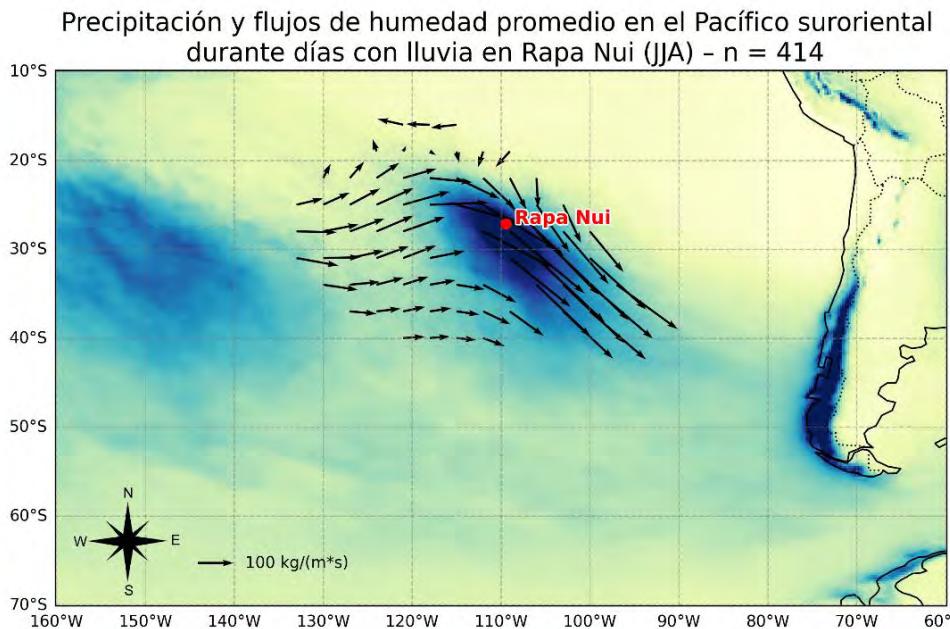


Figura 4.18: Mapa de compuestos de precipitación y vectores de transporte de humedad promedio a escala regional, para la temporada de invierno (June-July-August) en el periodo 1990-2019.

En verano (Figura 4.19), si bien la zona de influencia de precipitaciones intensas se ve reducida respecto a la temporada de invierno (encontrándose entre 105°W-115°W y 25°S-30°S), sigue siendo de una escala considerablemente grande respecto al tamaño de la isla. Los flujos de humedad también se debilitan, alcanzando magnitudes de hasta 100 kg/m*s, y su proveniencia pasa a ser predominantemente desde el N con dirección S.

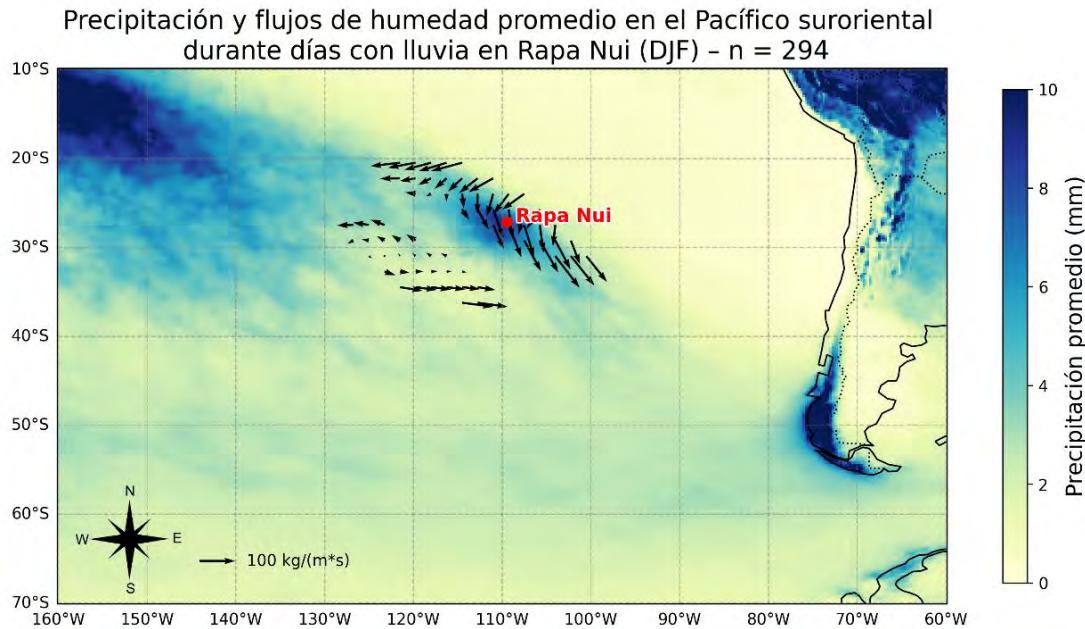


Figura 4.19: Mapa de compuestos de precipitación y vectores de transporte de humedad promedio a escala regional, para la temporada de verano (December-January-February) en el periodo 1990-2019.

4.2 Variaciones del nivel del espejo de agua de Rano Raraku

4.2.1 Variación del espejo de agua del humedal en el último siglo

Para comprender la historia reciente del humedal Rano Raraku y poder relacionar sus variaciones en el nivel de agua con factores climáticos y/o antrópicos, se recopilaron imágenes satelitales y aéreas del humedal Rano Raraku, correspondientes al periodo 1964-2024. En las imágenes se midió directamente el área del espejo de agua, y en particular para las imágenes satelitales del 2001 al 2024 fue posible medir el índice de agua de diferencia normalizada modificado (mNDWI), que permite hacer un contraste de los cuerpos de agua respecto del terreno. En este caso, en azul se representa el espejo de agua y en rojo el terreno (Figura 4.20). Además, gracias a un DEM de alta resolución de la cuenca de Rano Raraku fue posible obtener una curva que relaciona el área del espejo con la altura de columna de agua. Así fue posible incluir información de mediciones directas de la altura de columna de agua, reportada en los trabajos de Flenley et al. (1991) para los años 1977 y 1983, Dumont et al. (1998) para el año 1990, Mann et al. (2003) y Evans (2017) para el año 1998, Sáez et al. (2009) para el año 2006, Wachsmann & Morris (2015) para el año 2012 y Argiriadis et al. (2021) para el año 2017.

La evolución del espejo de agua a partir de observaciones y las distintas fuentes de datos se detallan en la Figura 4.21. En ella se incluye también una franja de color naranja, que representa el periodo en que se operó una tubería de extracción de agua en el humedal para abastecer al ganado. Este periodo abarca desde 1950 a fines de la década de los 70's según Argiriadis et al. (2021). Desde el gráfico es claro distinguir que la situación de sequía actual no es un fenómeno inédito en el último siglo. Así mismo, el gran número de datos desde el año 2012 en adelante deja en evidencia el abrupto descenso que sufrió el espejo de agua desde entonces.

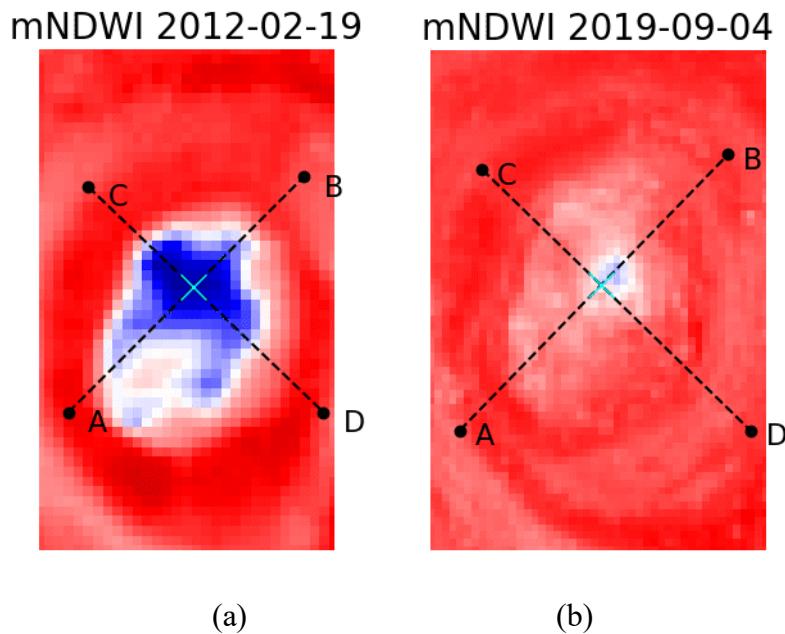


Figura 4.20: (a) Imagen satelital que muestra el índice mNDWI para el humedal en febrero del 2012 (primera imagen disponible). (b) Imagen satelital que muestra cuando el humedal había recuperado parte de su espejo de agua en el año 2019, previo a secarse por completo.

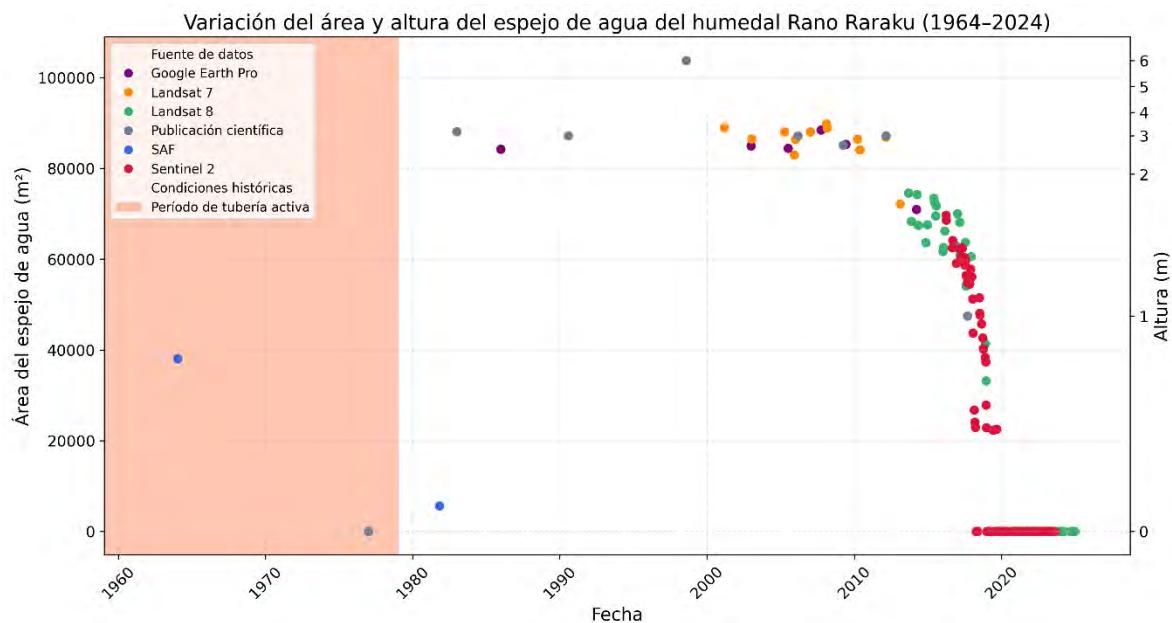


Figura 4.21: Variación del área y altura del espejo de agua de Rano Raraku en el periodo 1964-2024, comparada con las variaciones de temperatura y precipitación registradas por la estación Mataveri en el mismo periodo.

Por último, se graficaron los puntos observados del nivel de agua del lago comparando con el promedio móvil de 48 meses aplicado a la precipitación, expresado en mm/año (Figura 4.22). De este modo, se observan dos períodos con disminuciones importantes en la precipitación promedio dentro del lapso en que la tubería de extracción estuvo activa. Sin embargo, estas disminuciones no duraron más de 5 años y son previas a la sequía del humedal del año 1977. Aproximadamente desde el año 2010 se observa un gran descenso del promedio móvil de 48 meses de precipitación, que no ha logrado superar el umbral de los 1000 mm/año (valor bajo dentro del periodo analizado), coincidiendo con el sostenido descenso y desecamiento actual del humedal.

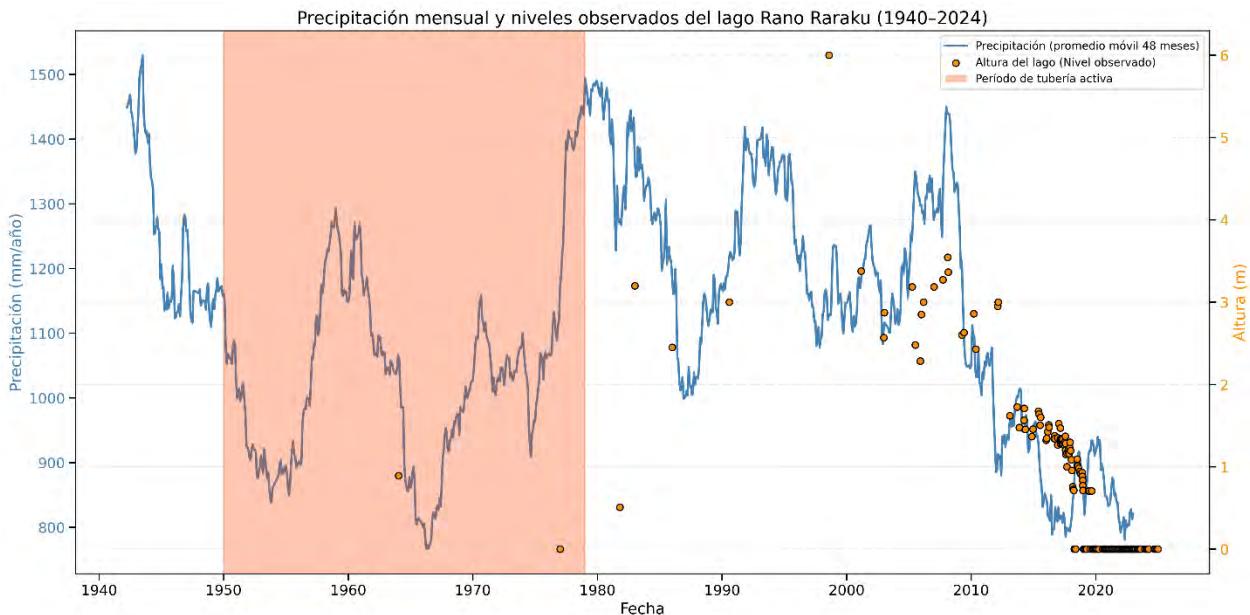


Figura 4.22: Variación de la altura de columna de agua de Rano Raraku comparada con el promedio móvil de 48 meses de precipitación, en base a los datos registrados por la estación Mataveri, en el periodo 1940-2024.

4.2.2 Variaciones de la columna de agua y vegetación durante el Holoceno

Para entender la historia evolutiva del cuerpo de agua que alberga el cráter de Rano Raraku a lo largo del Holoceno, se compiló información de los estudios paleoclimáticos disponibles, que en algunos casos dan cuenta de variaciones cuantitativas del nivel de agua. Las variaciones en la columna de agua se pueden estimar de manera cualitativa a partir de análisis sedimentológicos a testigos sedimentarios dispuestos en una transecta, considerando la textura, litología y estructuras sedimentarias presentes (Magny, 1992; Magny et al., 2007). También se pueden calcular las variaciones en el nivel de agua de forma aproximada durante eventos de descenso del nivel del lago, a partir de la diferencia entre los puntos superior e inferior de superficies *onlap* (Sáez et al., 2009).

En este caso las variaciones cuantitativas son relativas al nivel que tenía el lago previo a 17000 cal yr BP, es decir, el máximo nivel alcanzado por el lago marcado por la presencia de fósiles de raíces de totora y helechos a unos 14 metros por sobre el fondo actual (Horrocks et al., 2012; Argiriadis et al., 2021). Lo anterior se traduce en unos 27.5 metros de columna de agua total, considerando la profundidad del fondo en ese entonces, marcada por el testigo RRA4 según el perfil estratigráfico de Sáez et al. (2009) y Morales (2025). Luego, cerca de 17000 cal yr BP hubo un descenso de unos 13 metros en la columna de agua según Sáez et al. (2009), por lo que la altura de columna de agua habría quedado en unos 14.5 metros. Morales (2025) reconoce la ocurrencia de múltiples episodios de descenso en el nivel de agua durante la transición del Pleistoceno tardío al Holoceno, lo que coincide con lo descrito por Sáez et al. (2009). Estos últimos puntualizan que, entre 9500-8800 cal yr BP, se produjo un descenso de 6 m en la columna de agua, de modo que durante el Holoceno temprano el nivel habría sido cercano a 8.5 metros.

Para el caso de las variaciones cualitativas se determinan niveles promedio de acuerdo con el ambiente que representan. En el caso de una ciénaga/turbera la columna de agua absoluta estimada sería <0.5 metros; en un pantano, ~1.5 metros; en un lago somero, ~3 metros; en un lago intermedio, entre 6 y 9 metros; y en un lago profundo, >9 metros (Sáez et al., 2009; Richardson et al., 2022; de Toledo & Baulch, 2024).

En la Tabla VI se muestra un resumen de los subperiodos dentro del Holoceno con cambios ambientales e hidrológicos significativos en Rano Raraku. La información de vegetación proviene del trabajo de Cañellas-Boltà et al. (2016), los coeficientes de cultivo (K_c) asociados al humedal y a las laderas provienen del “Estudio FAO Riego y Drenaje n°56” de FAO (2006), así mismo, la fuente de los ambientes y/o columna de agua se especifican en la tabla. Con esta información fue posible modelar de forma teórica la evolución del cuerpo de agua de Rano Raraku.

Tabla VI: Periodos con cambios paleoambientales y paleoclimáticos significativos en Rano Raraku durante el Holoceno, con sus coeficientes de cultivo (K_c) y altura de columna de agua asociada.

Periodo	Vegetación	K_c humedal	K_c laderas	Altura columna de agua [m] (absoluta)	Ambiente	Fuentes de niveles de agua
11700-8600 cal yr BP	Dominan las palmeras con un sotobosque poco desarrollado. Totoras y helechos en torno al humedal.	1.2	1.05-1.15	~8.5	Lago intermedio	Sáez et al. (2009); Morales (2025)
8600-7800 cal yr BP	Dominado por helechos y plantas herbáceas (Dianella y Cyperus sp.). En los alrededores se siguen desarrollando palmeras.	1.2	1.05-1.15	~1.5	Pantano	Morales (2025)
7800-5500 cal yr BP	Transición de dominado por plantas herbáceas (Dianella sp.) a dominado por totoras.	1.2	1.05-1.1	~3	Transiciones entre lago somero y turbera	Sáez et al. (2009); Cañellas-Boltà et al. (2016); Morales (2025)
5500-4300 cal yr BP	Dominado por totoras (Scyrpus sp.).	1.2	1.05-1.1	~1.5	Pantano	Cañellas-Boltà et al. (2016); Morales (2025)
4300-800 cal yr BP	Hiato deposicional.	NA	NA	0	Seco	Sáez et al. (2009); Morales (2025)
800-100 cal yr BP	Dominado por pastizales y plantas herbáceas. Transición de Verbena litoralis a Poaceae sp.	1.1	1.1	~1.5	Pantano	Sáez et al. (2009); Cañellas-Boltà et al. (2016); Morales (2025)
Último siglo	Dominado por totoras y pastizales.	1.2	1.1	~3	Lago somero	Sáez et al. (2009); Cañellas-Boltà et al. (2016); Morales (2025)

4.2.3 Correlación estratigráfica

Para conocer las principales variaciones en la profundidad del fondo de la cuenca, a través de los distintos períodos de interés, se realizaron dos perfiles que integran el testigo RRS1 basándose en el perfil estratigráfico con orientación N-S desarrollado por Sáez et al. (2009) y los análisis llevados a cabo por Morales (2025), permitiendo correlacionarlo con trabajos paleoambientales y paleoclimáticos previos. Los perfiles corresponden a dos transectas, una orientada N-S (Figura 4.23) y otra W-E (Figura 4.24) sobre las que se proyectan los testigos sedimentarios. Las facies se unificaron según las definiciones declaradas en el trabajo de Morales (2025) (Facies 1-5). Las facies no presentes en el testigo RRS1 se mantuvieron como aparecen en el perfil de Sáez et al. (2009). En línea continua se muestran los estratos clave de correlación, además, los perfiles se encuentran a escala únicamente respecto a la profundidad, el eje horizontal es esquemático y no está a escala.

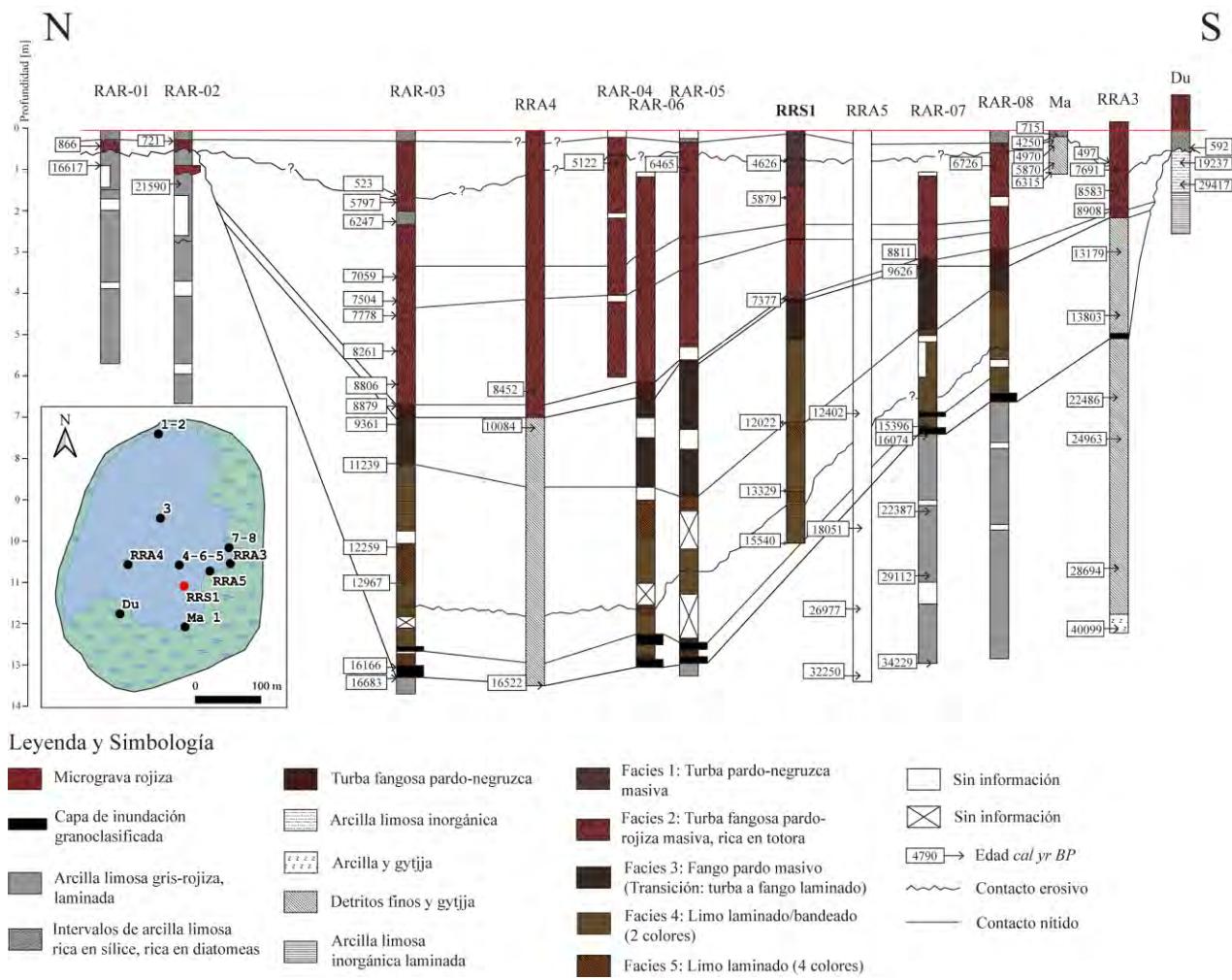
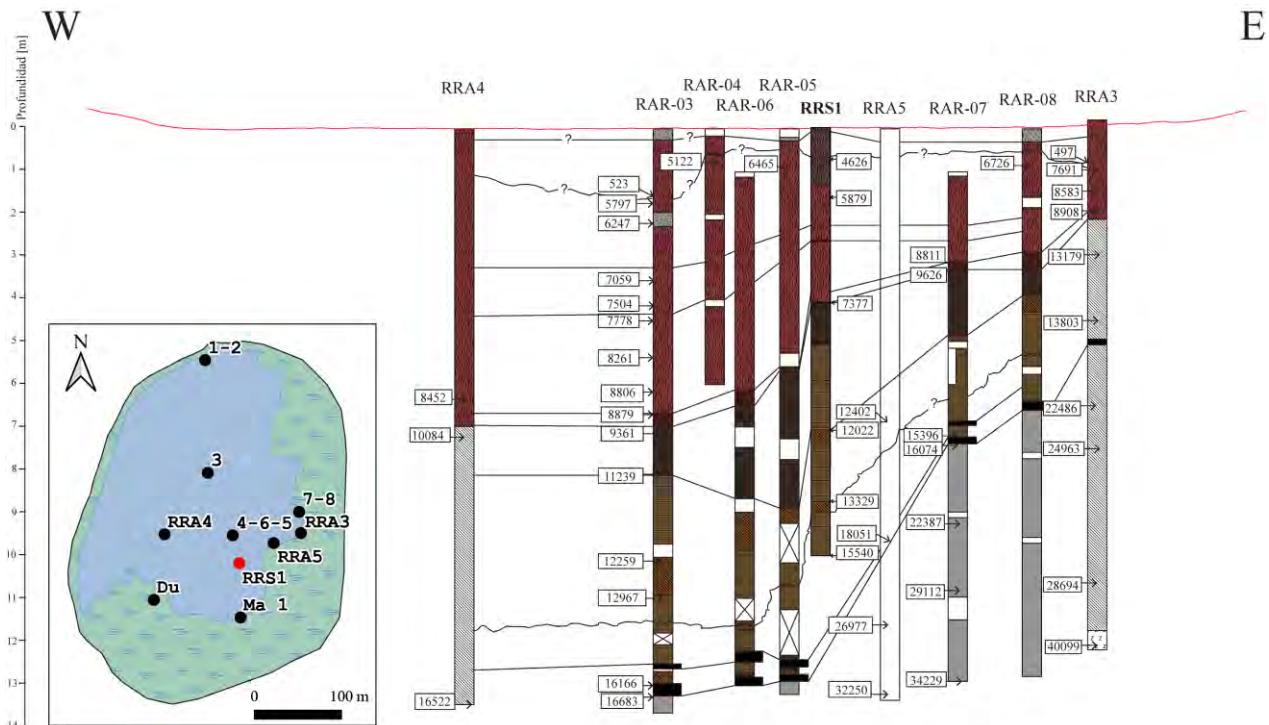


Figura 4.23: Perfil estratigráfico N-S que muestra la correlación del testigo RRS1 con otros testigos extraídos del humedal por criterios litoestratigráficos y cronoestratigráficos. Modificado de Sáez et al. (2009) y Morales (2025).



Leyenda y Simbología

Micrograva rojiza	Turba fangosa pardo-negruzca	Facies 1: Turba pardo-negruzca masiva	Sin información
Capa de inundación granoclasificada	Arcilla limosa inorgánica	Facies 2: Turba fangosa pardo-rojiza masiva, rica en totora	Sin información
Arcilla limosa gris-rojiza, laminada	Arcilla y gyttja	Facies 3: Fango pardo masivo (Transición: turba a fango laminado)	4790 → Edad cal.yr BP
Intervalos de arcilla limpia rica en sílice, rica en diatomáceas	Detritos finos y gyttja	Facies 4: Limo laminado/bandeado (2 colores)	~~~~ Contacto erosivo
	Arcilla limpia inorgánica laminada	Facies 5: Limo laminado (4 colores)	— Contacto nítido

Figura 4.24: Perfil estratigráfico W-E que muestra la correlación del testigo RRS1 con otros testigos extraídos del humedal por criterios litoestratigráficos y cronoestratigráficos. Modificado de Sáez et al. (2009) y Morales (2025).

Se destaca que el testigo RRS1 se encuentra próximo al área de mayor profundidad, representada por los testigos RRA4 y RAR-03 (Flenley et al., 1991; Sáez et al., 2009). Además, es claro notar que la topografía transiciona desde un *concave-bottom* de alto gradiente (High Gradient Lake) en el Pleistoceno tardío, hacia un *concave-bottom* de bajo gradiente (Low Gradient Lake) en el Holoceno temprano pasando paulatinamente a un *flat-bottom* de bajo gradiente en el Holoceno tardío. Además, el contacto erosivo identificado a 69 cm de profundidad en el testigo RRS1 se presenta en todos los testigos, confirmando un evento de exposición del fondo y erosión del mismo.

4.2.4 Evolución teórica del humedal Rano Raraku durante el Holoceno

Para tener una noción de los principales cambios que afectaron al humedal Rano Raraku durante el Holoceno, se integró la información derivada de los perfiles estratigráficos, junto con la de los estudios paleoclimáticos y paleoambientales disponibles. Gracias a los perfiles se pudo generar una superficie que representa la forma y posición del fondo de la cuenca en cada subperiodo. Por otro lado, la tabla de variaciones de la columna de agua presentada previamente (Tabla VI), permitió reconstruir el cuerpo de agua independiente de la posición relativa del fondo respecto a su posición actual. Estos cambios se presentan como una vista en planta del cráter, que muestra el área del espejo de agua y la traza de dos perfiles ortogonales entre sí. A la derecha se muestra la topografía

y altura de columna de agua derivada de cada perfil, y en el último panel se muestra el volumen de agua superficial en la cuenca, en miles de metros cúbicos (Figura 4.25 y Figura 4.26).

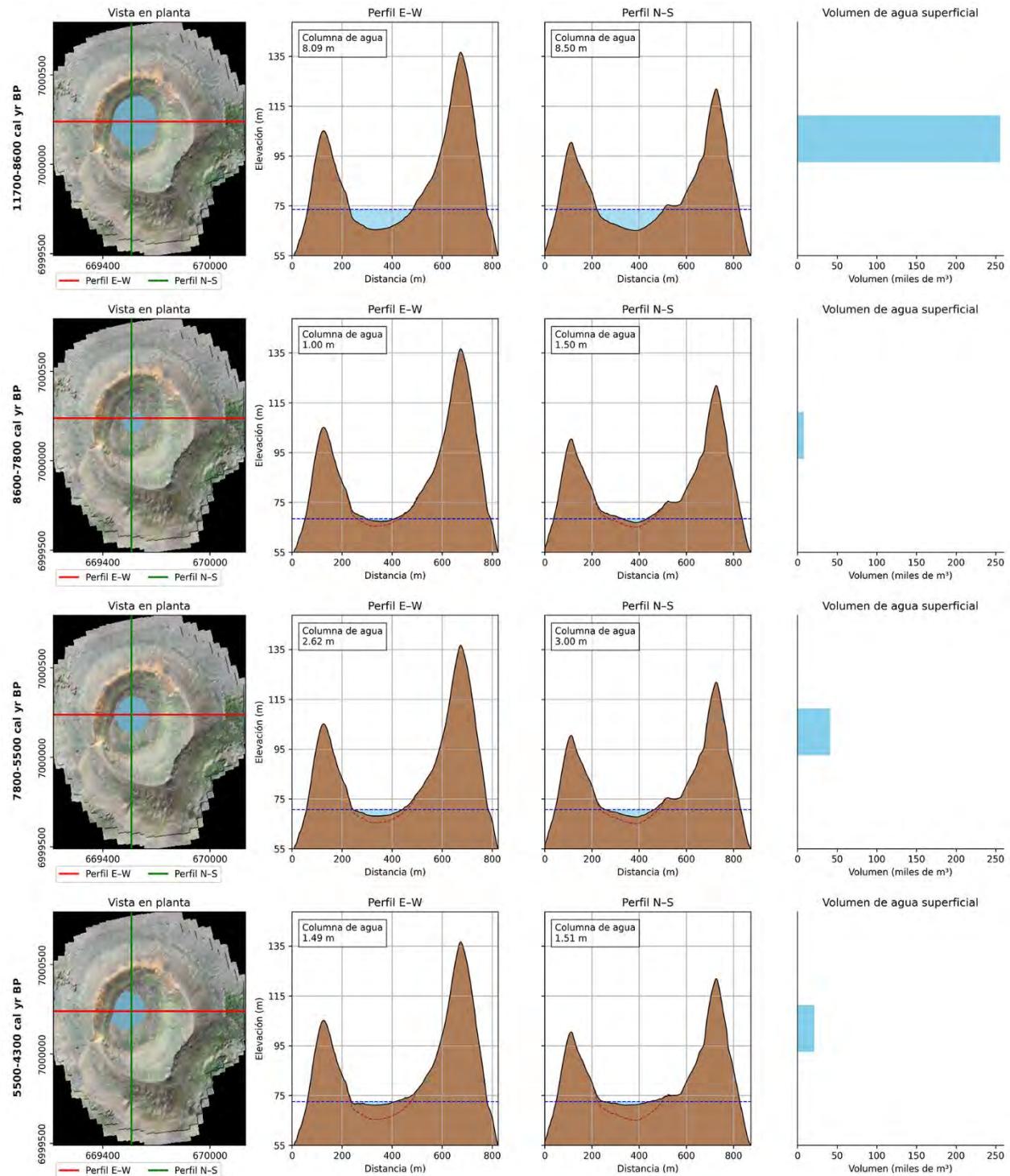


Figura 4.25: Evolución teórica del humedal Rano Raraku entre 11700 a 4300 cal yr BP, a partir de información derivada de estudios paleoclimáticos y paleoambientales.

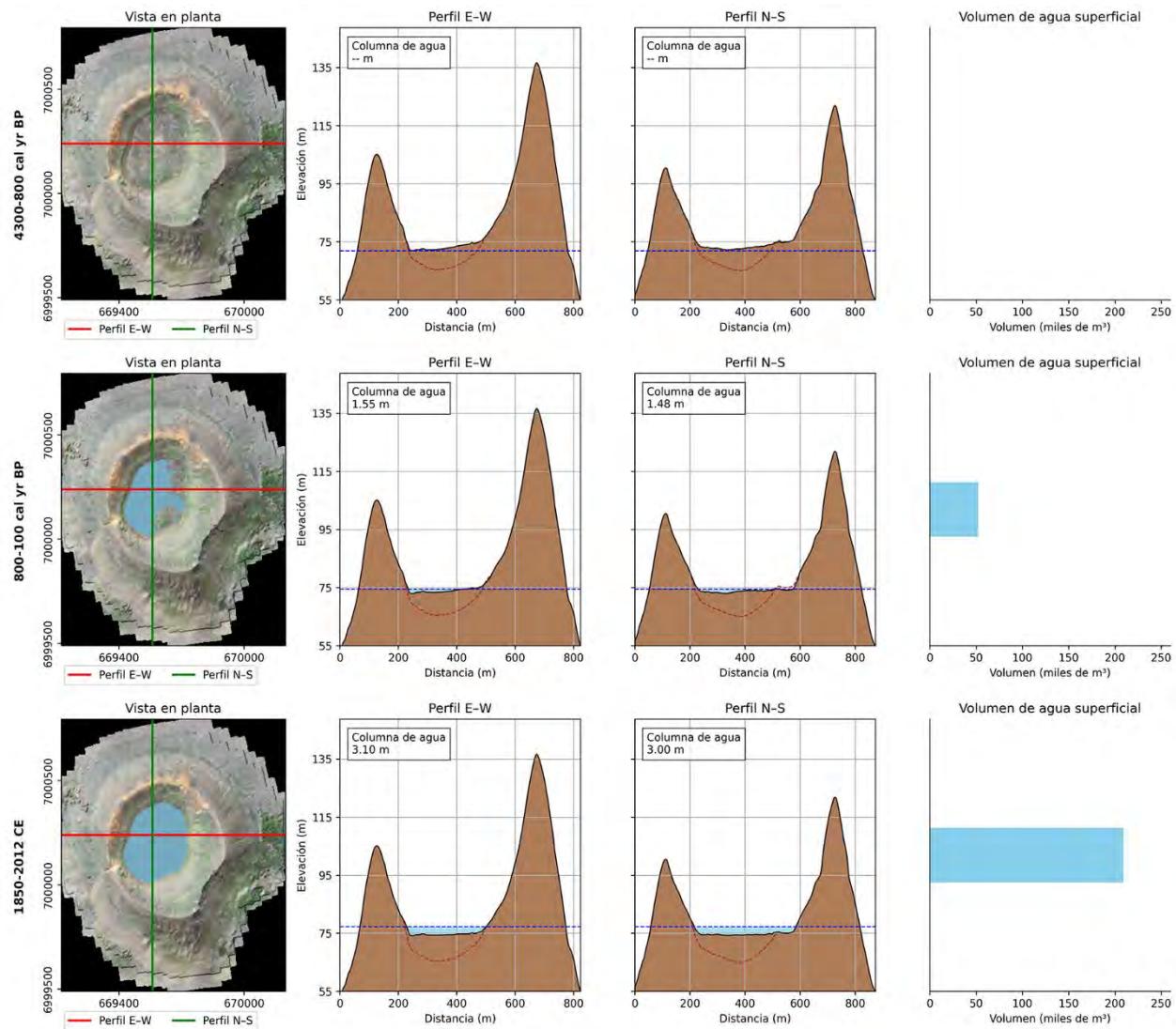


Figura 4.26: Evolución teórica del humedal Rano Raraku entre 4300 cal yr BP y el año 2012, previo al desecamiento del cuerpo de agua, basado en estudios paleoclimáticos y paleoambientales.

Es necesario tener en cuenta que, dada la resolución de la información disponible, los niveles mostrados corresponden a la profundidad promedio que pudo mantener el cuerpo de agua durante gran parte del subperiodo, no obstante, pueden existir variaciones de corta duración en el mismo, incluso eventos de sequía. Por ejemplo, durante el periodo 7800-5500 cal yr BP se reportan transiciones entre un lago somero y una turbera (Sáez et al., 2009; Cañellas-Boltà et al., 2016; Morales, 2025), por lo que hubo momentos en que su columna de agua posiblemente estaba por debajo de 0.5 metros.

Es importante notar que la sequía actual no es inédita a escala del Holoceno; durante el periodo 4300-800 cal yr BP el cuerpo de agua era prácticamente inexistente, lo que conllevó una prolongada exposición del fondo y que éste se erosionara. Por otro lado, se puede observar que hasta el año 2012 CE el agua superficial había alcanzado una mayor similitud con la que hubo a inicios del Holoceno en términos de volumen. La diferencia habría sido de aproximadamente 46000 metros cúbicos.

4.2.5 Balance Hídrico

En base a los datos de precipitación y temperatura reportados por la estación Mataveri, fue posible calcular los elementos del balance hídrico del humedal desde 1955 al presente, es decir, la precipitación y evapotranspiración de referencia (ET_0) en mm/año (Figura 4.27). Para representar la climatología de Rano Raraku en base al registro de Mataveri, la precipitación se redujo en un 14% tomando en cuenta el mapa de sesgo factorial (Figura 4.16). En el caso de la temperatura, el ajuste se realizó a partir de la diferencia entre el promedio mensual de Mataveri y el de la estación EISP, en el periodo abril 2011-marzo 2012 (Figura 4.28). Dicho ajuste se aplicó mes a mes, modificando el promedio de temperatura de la estación Mataveri, pero manteniendo su rango térmico diario. La Figura 4.28 muestra con claridad que el registro de temperaturas de la estación EISP presenta un marcado ciclo estacional; sin embargo, se observan diferencias en la temperatura mínima respecto al registro de la estación Mataveri, en meses como marzo, junio y diciembre. Dado que solo se dispone de un año de registro de la estación EISP, se optó por considerar únicamente las diferencias en el promedio de temperatura.

Desde el gráfico de la Figura 4.27 es claro que la ET_0 sobrepasa a la precipitación acumulada anual desde el año 2010 al presente. Se evidencia que la evapotranspiración de referencia se ha mantenido entre los 900 a 1100 mm/año en todo el periodo, es decir, no ha ocurrido un aumento sustancial en la evapotranspiración de referencia en los últimos 15 años. Sin embargo, si se distingue un sostenido descenso de la precipitación anual a partir del año 2010.

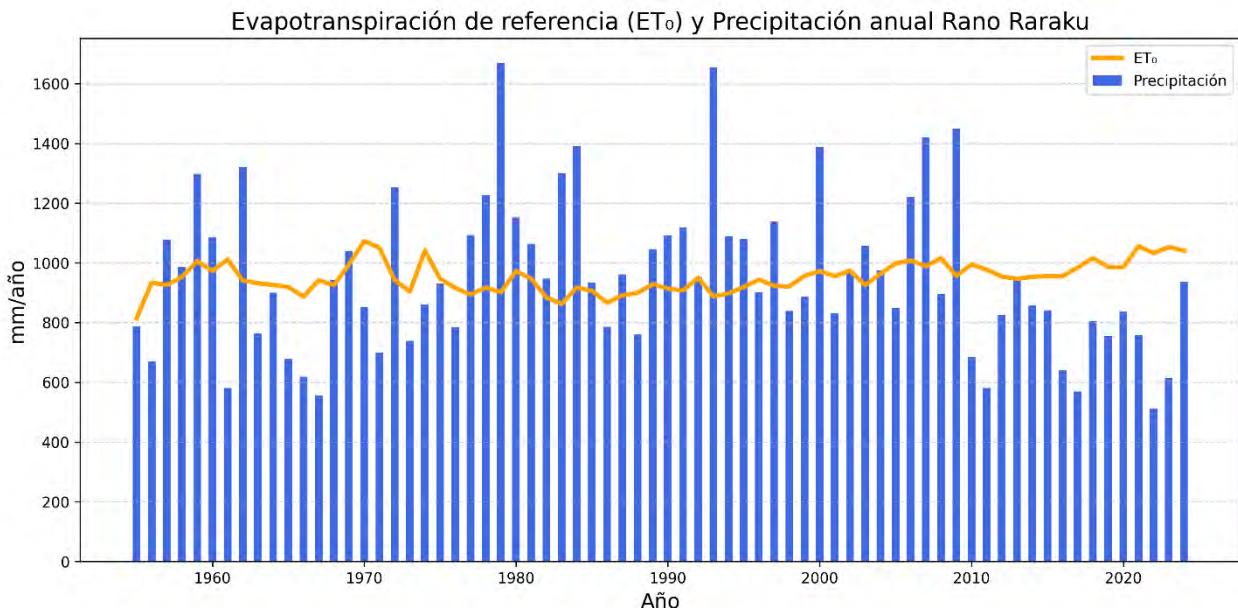


Figura 4.27: Principales componentes del balance hídrico de Rano Raraku en mm/año. Las componentes son precipitación (barras azules) y ET_0 (línea naranja).

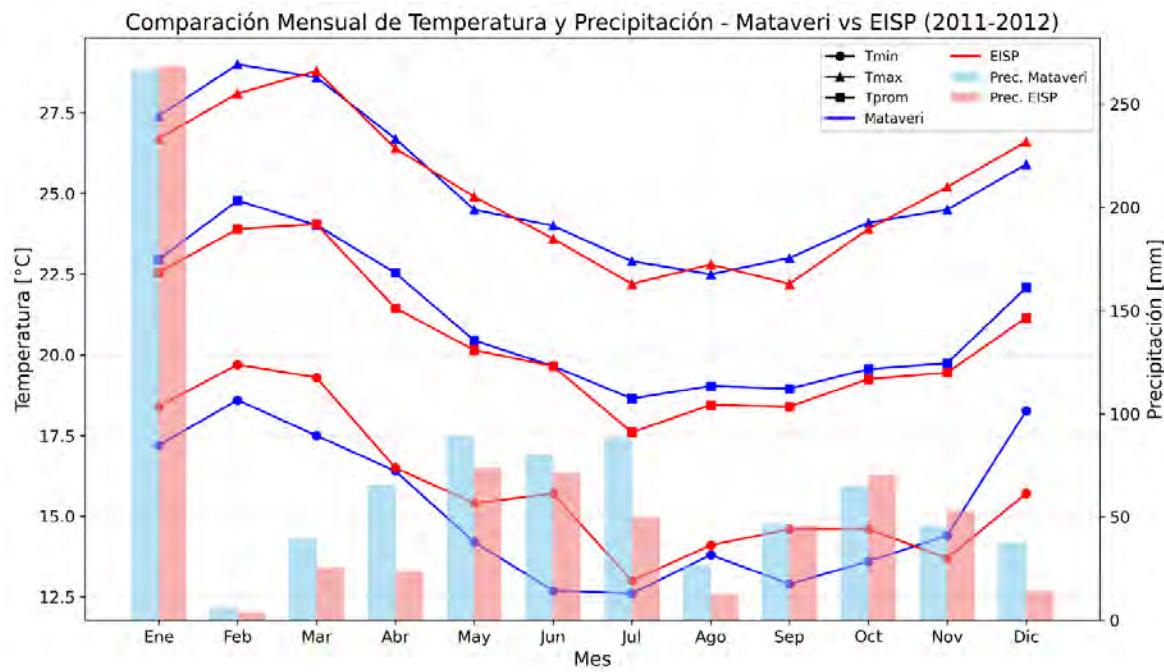


Figura 4.28: Comparación de las series meteorológicas mensuales registradas por la estación Mataveri y la estación EISP en el periodo abril 2011-marzo 2012.

Una vez calculados los elementos del balance hídrico, se procede a calcular el balance neto anual (Figura 4.29), es decir, la diferencia de la recarga con la descarga dentro de la cuenca cada año ($P_p - ET_0$). De este modo, se vuelve evidente que existe un marcado déficit hídrico desde el año 2010, reafirmando lo observado en el gráfico anterior. Además, llama la atención que también hubo una serie de años con déficit en la década de los 60's hasta mediados de los 70's, previo a la sequía registrada en 1977. Sin embargo, la magnitud y duración de estos déficits no son comparables al escenario actual.

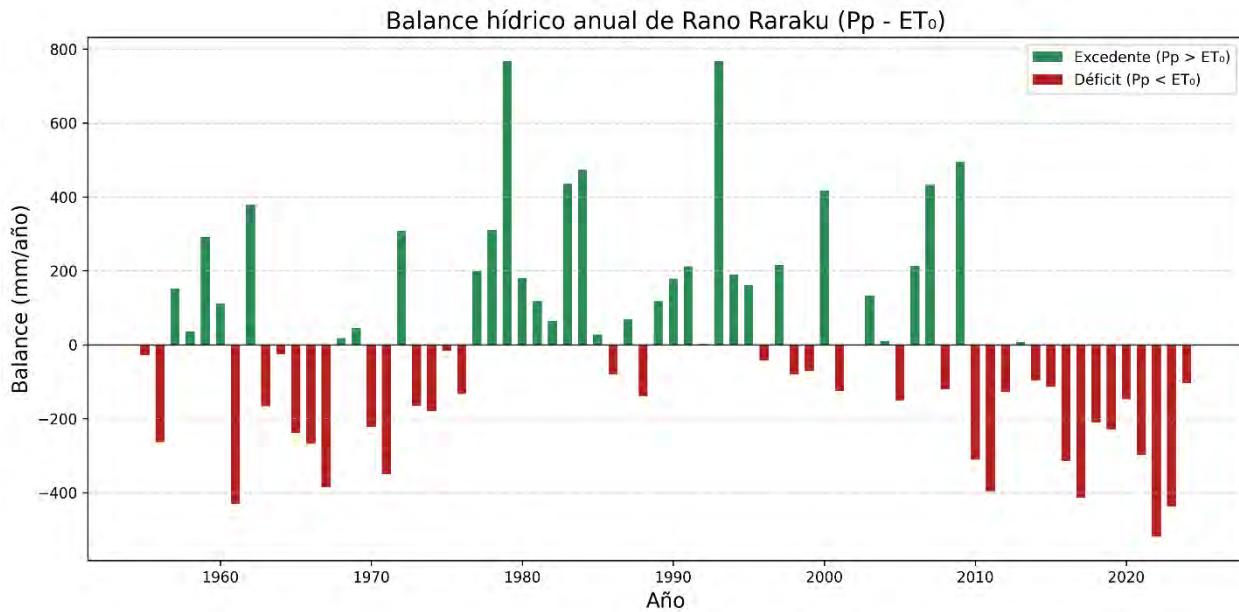


Figura 4.29: Balance hídrico anual del humedal, para el periodo 1955-2024, que considera las variables P_p y ET_0 . Los excedentes se muestran como barras verdes y los déficits como barras rojas. Se observa un déficit hídrico importante en los últimos 15 años.

4.3 Simulaciones del nivel del lago

4.3.1 Batimetría de Rano Raraku

Para dar inicio a las simulaciones de las variaciones del nivel de agua mediante la ecuación de Hostetler (1995), primero es necesario conocer cómo se relacionan el área del espejo de agua y su volumen con la altura de columna de agua. Es por ello que, a partir del DEM actual del humedal, se desprenden las curvas hipsográficas que relacionan el área con el nivel de agua y volumen con el nivel de agua (Figura 4.30). Se considera como nivel 0 m el fondo actual del humedal, el cual se ubica a una altitud aproximada de 75 metros. A partir de las curvas es claro distinguir que la relación del área del espejo con la altura de columna de agua no es lineal; el área del espejo crece abruptamente en los primeros 2 metros de altura, alcanzando $\sim 80000 \text{ m}^2$. Posteriormente, el crecimiento es más pausado, aumentando $\sim 60000 \text{ m}^2$ al elevarse otros 10 metros.

Por otro lado, la variación del volumen de agua respecto al nivel es prácticamente lineal, alcanzando un máximo de aproximadamente 1480000 m^3 a los 14 metros de columna de agua (nivel máximo potencial para los últimos miles de años, marcado por los fósiles de totora y helechos).

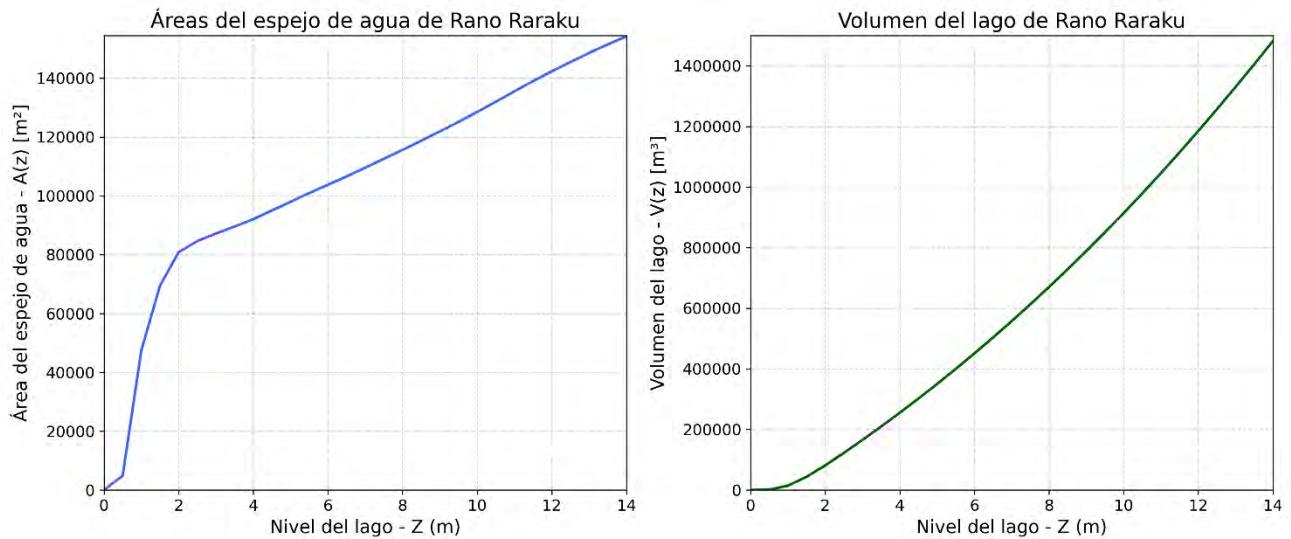


Figura 4.30: Curvas hipsográficas de la cuenca de Rano Raraku.

4.3.2 Análisis de sensibilidad de la ecuación de Hostetler (1995)

Considerando la batimetría del humedal Rano Raraku, descrita en las curvas hipsográficas, se procede a evaluar la sensibilidad de la ecuación de Hostetler (1995), es decir, la sensibilidad del nivel de agua del humedal ante cambios en la precipitación, temperatura, rango térmico diario o coeficiente de escorrentía, lo que se muestra en la Figura 4.31.

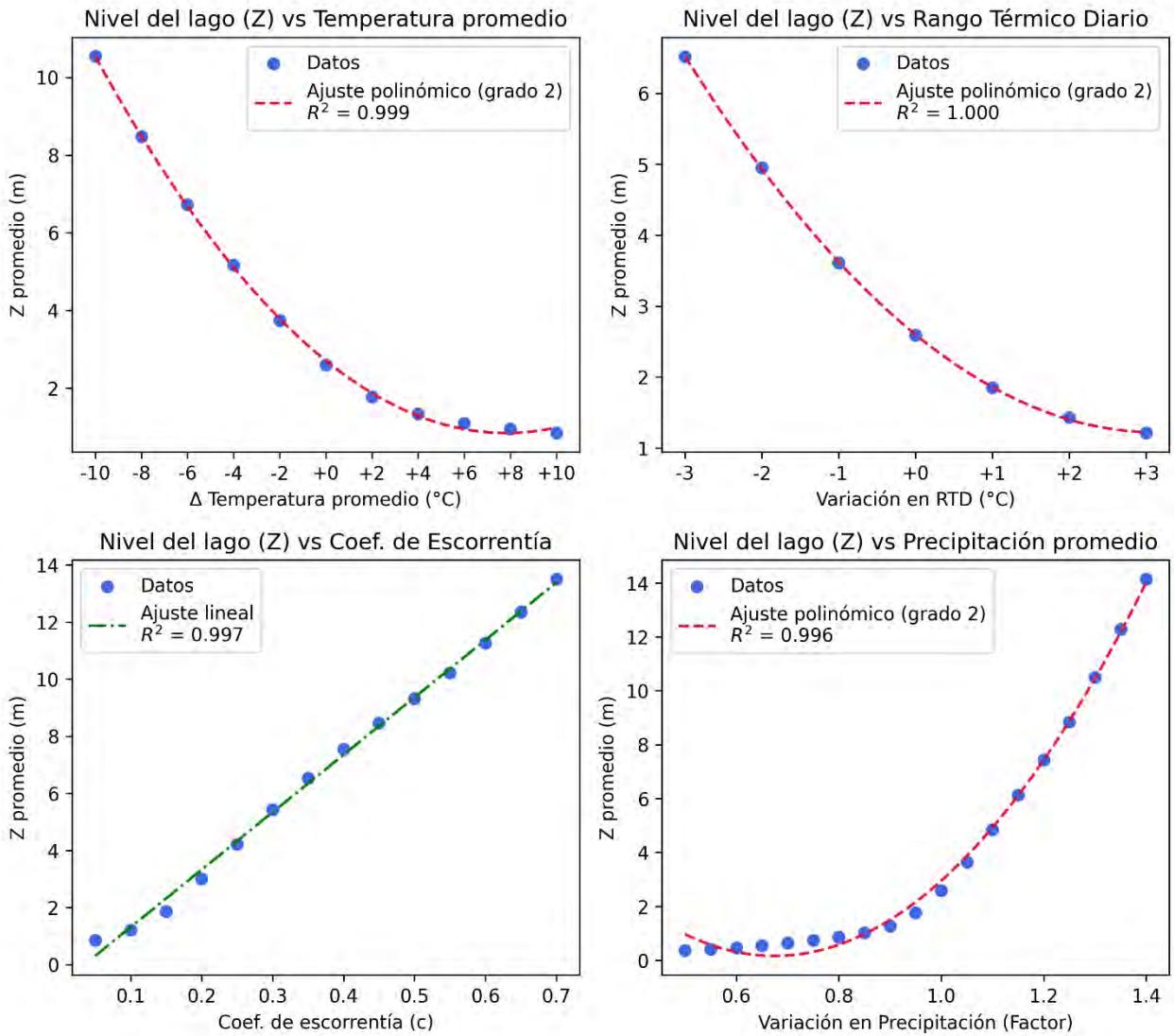


Figura 4.31: Curvas de sensibilidad del modelo ante variaciones en la temperatura (gráfico superior izquierdo), rango térmico diario (gráfico superior derecho), índice de escorrentía (gráfico inferior izquierdo) y precipitación (gráfico inferior derecho).

Para analizar la sensibilidad a los cambios en la temperatura, se consideró una temperatura promedio mensual de referencia de 20.6°C , a la que se le sumó un delta entre el rango (-10°C , $+10^{\circ}\text{C}$) en intervalos de 2°C . Para analizar la sensibilidad a los cambios en la amplitud del rango térmico diario, se consideró un rango térmico diario promedio de referencia de 4.9°C , a la que se le sumó un delta entre el rango (-3°C , $+3^{\circ}\text{C}$) en intervalos de 1°C . Para analizar la sensibilidad a los cambios en la precipitación, se tomó en cuenta una precipitación mensual de referencia de 79.46 mm , la que se multiplicó por un factor en el rango ($0.5, 1.4$) en intervalos de 0.05 . Finalmente, para estudiar la sensibilidad ante distintos coeficientes de escorrentía, se tomaron valores entre ($0.05, 0.7$) en intervalos de 0.05 .

Cada set de puntos presenta un buen ajuste a un polinomio de segundo grado, salvo por los puntos que representan la variación del nivel del lago con respecto al coeficiente de escorrentía, que tiene un buen ajuste lineal. En cualquier caso, se destaca la alta sensibilidad del modelo ante pequeñas variaciones en cualquiera de las variables de entrada, especialmente respecto a la temperatura y la precipitación.

4.3.3 Forzantes de la simulación actual

Una vez que se caracterizó el comportamiento del modelo ante las variables de entrada, se generó una serie climatológica representativa de Rano Raraku en el periodo 1964-2024 (Figura 4.32), que servirá como parámetros de entrada para la simulación (forzantes). Para armar esta serie, se recopilaron los datos de la estación Mataveri en el mismo periodo, ya que representan mejor la variabilidad local en comparación al reanálisis (sobre todo antes de 1980). En el caso de los datos de precipitación, se disminuyeron en un 14% considerando el sesgo entre los datos de la estación EISP y los datos de la estación Mataveri entre abril del 2011 y marzo de 2012. En el caso de los datos de temperatura, el procedimiento es similar al de la precipitación, aunque en este caso la diferencia se calcula mes a mes entre los promedios de cada serie (presentado previamente en la Figura 4.28). Pese a ser una comparación con un set de datos pequeño, es la serie más confiable disponible que representa la realidad de Rano Raraku.

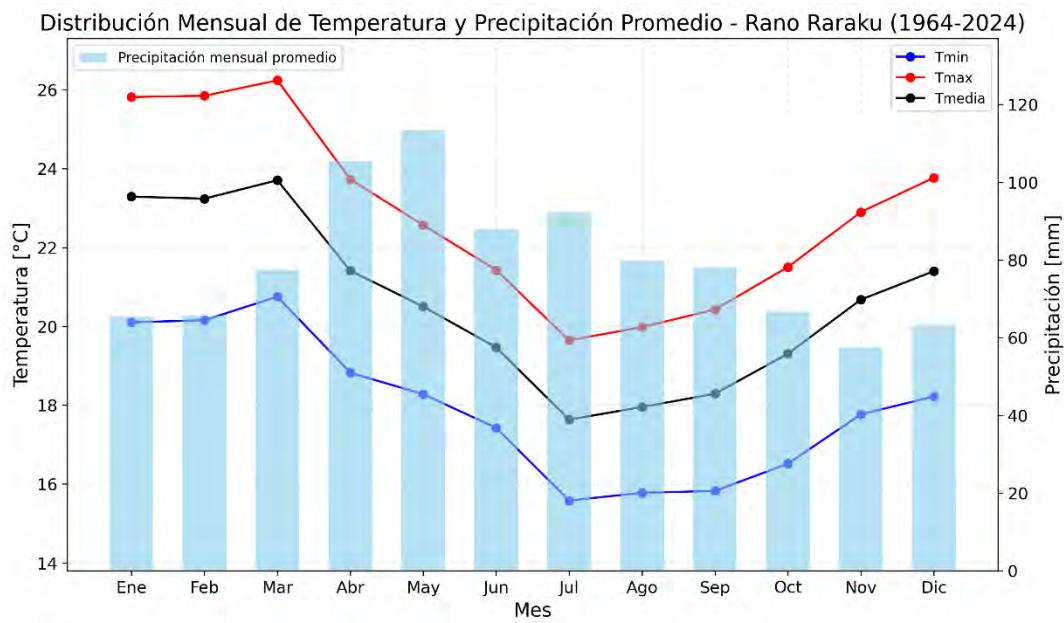


Figura 4.32: Climograma que muestra la climatología actual de Rano Raraku (temperatura y precipitación mensual), estimada a partir de los análisis climáticos llevados a cabo en este trabajo.

4.3.4 Validación del modelo con observaciones recientes

Una vez que se tienen las forzantes del modelo, lo único que falta por determinar es el coeficiente de escorrentía (c). Considerando la metodología descrita en la Tabla V y asumiendo un periodo de retorno de 10 años, se determinó un coeficiente de escorrentía de 0.5 (Tabla VII). Respecto al nivel inicial, se toma como referencia el valor observado el 15/01/1964 de 0.88 metros, derivado de las imágenes del SAF, las más antiguas disponibles.

Tabla VII: Coeficiente de escorrentía para Rano Raraku a partir de valores tabulados.

Factor	Relieve	Infiltración	Cobertura vegetal	Almacenamiento Superficial
Categoría	Montañoso con pendientes entre 10 y 30%	Suelo rocoso o arcilloso con capacidad de infiltración despreciable	Regular a buena; 50% del área con pradera o bosques, no más del 50% cultivado	Capacidad alta, sistema hidrográfico poco definido, buenas planicies de inundación o gran cantidad de zonas húmedas, lagunas o pantanos
Valor	0.24	0.14	0.07	0.05 $c = 0.5$; $T = 10$ años

Pese a definir un coeficiente de escorrentía con la tabla indicada por MOP-DV (2017), con este parámetro las simulaciones mostraban un humedal en constante crecimiento, sin una buena correlación entre la simulación y los niveles observados. Es por ello que se decidió emplear un coeficiente de escorrentía variable, con un valor entre (0, 1), considerando la relación $c = 1 - (E_v/P_p)$. Así se obtuvo un índice que en promedio tiene un valor de 0.18.

Una vez que se tienen todos los parámetros iniciales, se ejecuta la simulación y se compara con los niveles observados (expuestos previamente en la Figura 4.21). El resultado se muestra en la Figura 4.33, donde se distingue que, a pesar de que la simulación no reproduce el desecamiento actual ya que nunca llega a 0 m, si se aproxima bastante alcanzando alturas de ~0.1 m. El modelo reproduce bastante bien la evolución de la altura de columna de agua a nivel general, con un índice de Pearson de 0.85. El nivel promedio de la simulación es de 2.59 metros, lo que coincide con la realidad.

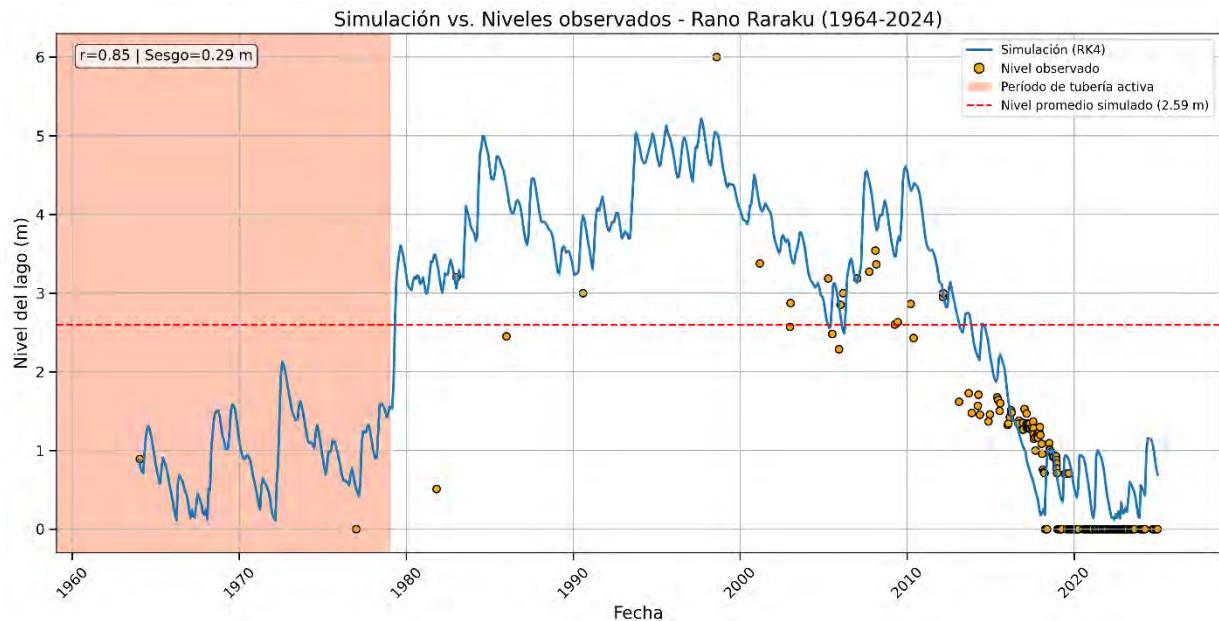


Figura 4.33: Simulación de las variaciones del nivel del humedal Rano Raraku (línea azul) comparada con los niveles observados (puntos naranjos) desde 1964 al 2024.

Además, se muestra la misma simulación para el periodo 1964-2009, es decir, descartando el periodo afectado por la megasequía (Figura 4.34). De este modo, se observa que el nivel promedio simulado aumenta a 2.93 metros. De todos modos, la correlación con los niveles observados disminuye levemente, con un índice de Pearson de 0.72, lo que puede estar asociado a la menor densidad de observaciones previo al año 2000.

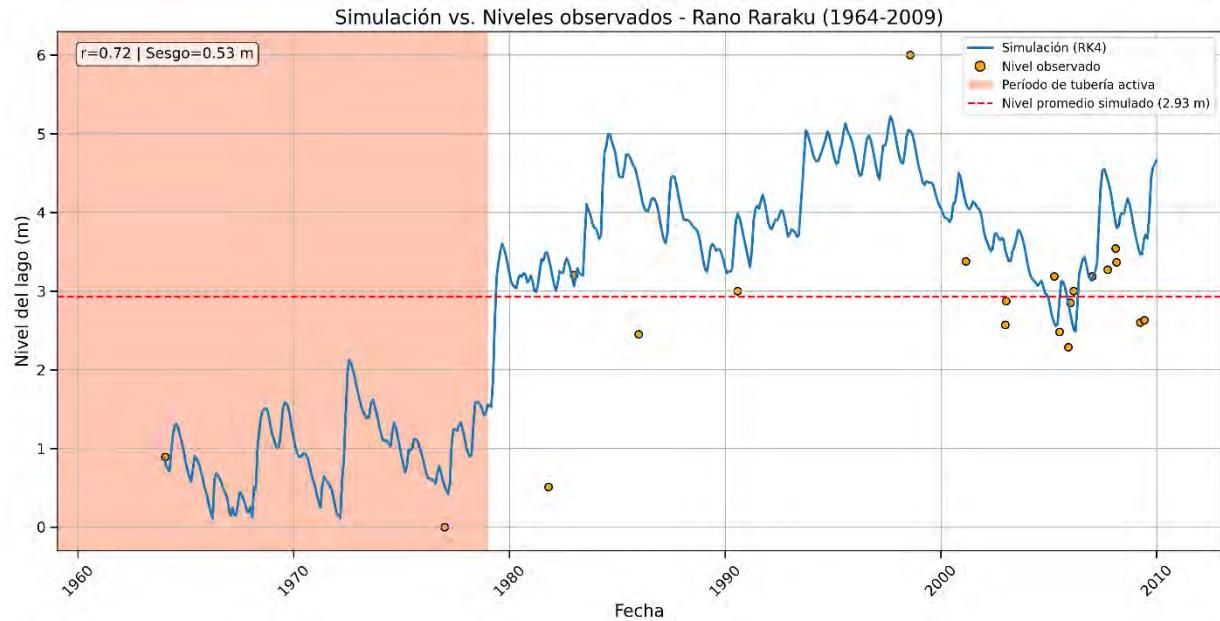


Figura 4.34: Simulación de las variaciones del nivel del humedal Rano Raraku (línea azul) comparada con los niveles observados (puntos naranjos) desde 1964 al 2009.

4.3.5 Simulaciones para el Holoceno Medio y el Último Máximo Glacial

Para poder contrastar el estado reciente del humedal con cambios importantes dentro del Holoceno, se consideraron los datos reportados en el atlas interactivo IPCC WGI (Gutiérrez et al., 2021; Iturbide et al., 2022), donde se entrega la diferencia entre el modelo PMIP4 para el Holoceno Medio (6.5-5.5 cal kyr BP) con respecto al piControl, que representa el clima preindustrial. Como el clima actual no es igual al clima preindustrial, fue necesario aplicar un ajuste a las temperaturas, restando 1.1°C, que corresponde al incremento en la temperatura superficial global comparando el periodo 2011-2020 respecto al periodo 1850-1900 (IPCC, 2023).

Con respecto a las precipitaciones, se asume que los valores actuales son similares a los preindustriales. También, dado que la sequía meteorológica de los últimos 15 años es un fenómeno inusual y sin precedentes, se quitaron estos años de la serie previo a realizar los ajustes para que representen el clima preindustrial.

Asimismo, con el propósito de tener una noción de cambios abruptos en el nivel del lago, se consideraron las condiciones más favorables que ha tenido Rano Raraku para mantener un lago profundo, es decir, el clima durante el Último Máximo Glacial (LGM). Para generar una serie climatológica representativa de este periodo en Rano Raraku, se siguió el mismo procedimiento que en el caso del Holoceno Medio, esta vez tomando en cuenta los datos del PMIP4 para el LGM (23-19 cal kyr BP) reportados en el atlas interactivo IPCC WGI (Gutiérrez et al., 2021; Iturbide et al., 2022).

De acuerdo con el modelo PMIP4, durante el Último Máximo Glacial las condiciones climáticas en la isla habrían presentado un 15.5% más de precipitaciones al año y una disminución de 1.3°C en la temperatura promedio anual, en comparación con el clima preindustrial. En el caso del Holoceno Medio, el modelo indica una disminución de las precipitaciones anuales de un 10.2% y una disminución en la temperatura promedio anual de 0.4°C, nuevamente respecto a las condiciones climáticas preindustriales.

Una vez ajustada la serie climática de Rano Raraku al estado preindustrial, se aplican las diferencias del modelo PMIP4 para cada mes del año en cada periodo, de lo que se desprende la serie climatológica del Holoceno Medio y del Último Máximo Glacial para Rano Raraku (Figura 4.35). El detalle de las diferencias entre el clima del Holoceno Medio y el clima del LGM con el clima preindustrial, por cada mes del año, se detalla en la misma figura, en el panel inferior.

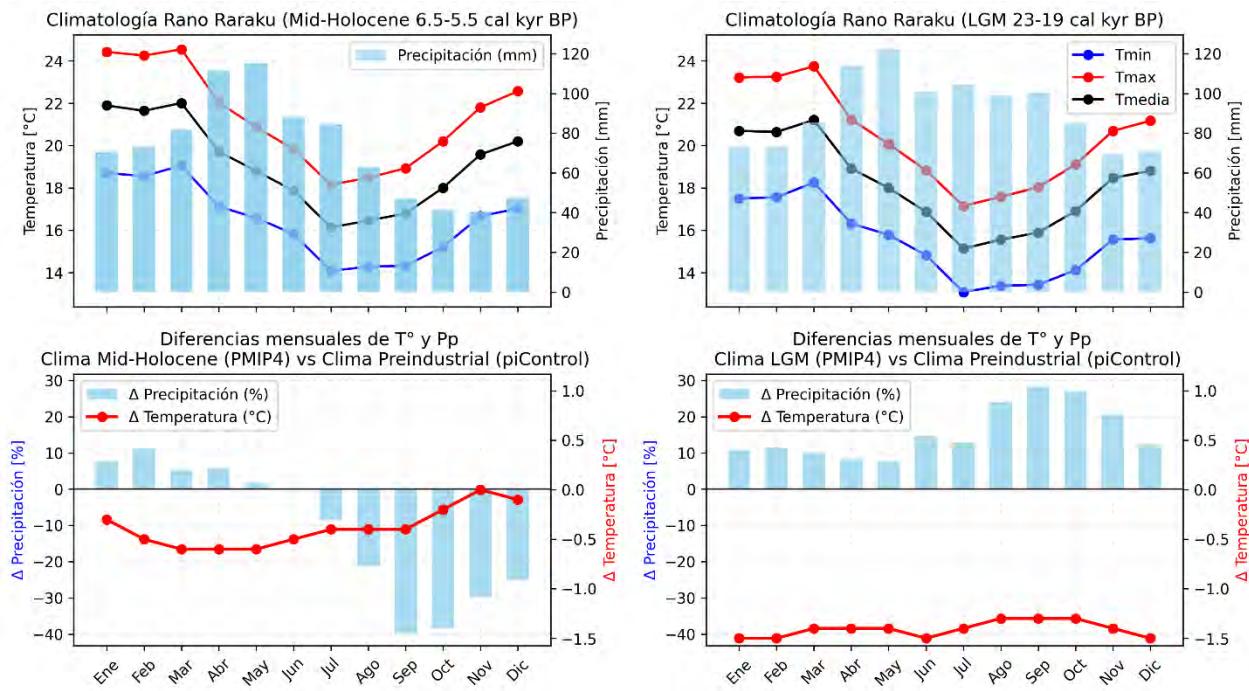


Figura 4.35: En la fila superior, de izquierda a derecha, se muestra el climograma de Rano Raraku para el Holoceno Medio (6.5-5.5 cal kyr BP) y el climograma de Rano Raraku para el Último Máximo Glacial (23-19 cal kyr BP). En la fila inferior, de izquierda a derecha, se muestran las diferencias de temperatura (°C) y precipitación (%) del Holoceno Medio respecto del clima preindustrial y las mismas diferencias entre el Último Máximo Glacial respecto del clima preindustrial. Datos derivados del atlas interactivo IPCC WGI (Gutiérrez et al., 2021; Iturbide et al., 2022).

Una vez que se tienen las forzantes representativas del Holoceno Medio en Rano Raraku, se ejecuta la simulación con un coeficiente de escorrentía variable (Figura 4.36). Tomando en cuenta que este es un periodo de transición entre turbera y lago somero, se asumió un nivel inicial de 2 metros. Con ello, se obtiene un nivel promedio de 2.36 metros, que está dentro de la categoría de lago somero.

Cabe destacar que los 45 años representados en el eje x de las simulaciones corresponden a un periodo heredado de la serie climatológica actual, la que fue ajustada para reproducir las condiciones climáticas del humedal durante el Holoceno Medio y el Último Máximo Glacial. Por lo tanto, estos 45 años no reflejan un intervalo temporal específico dentro de cada uno de los periodos de interés.

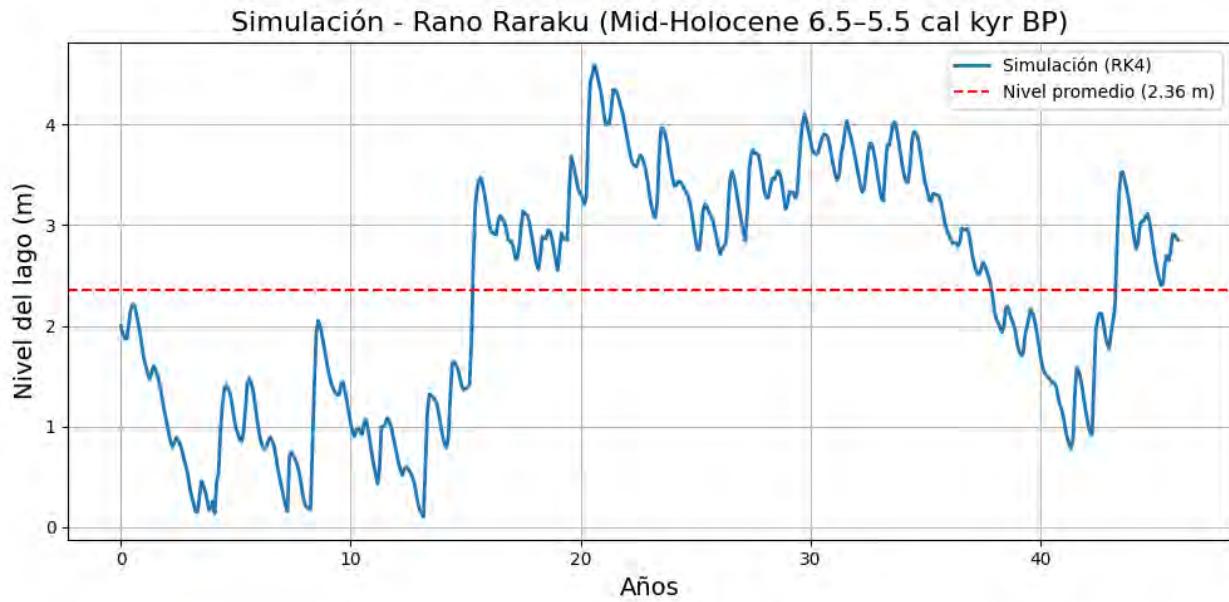


Figura 4.36: Simulación de los niveles de Rano Raraku en el Holoceno Medio (línea azul), el nivel promedio es de 2.36 metros (línea segmentada roja).

Después de obtener las forzantes representativas del Último Máximo Glacial en Rano Raraku, se ejecuta la simulación, nuevamente con un índice de escorrentía variable (Figura 4.37). Se consideró el nivel de agua reportado por Sáez et al. (2009) para 17000 cal yr BP como nivel inicial (~14.5 m). De este modo, se obtiene un nivel promedio de 14.45 metros, que se clasifica como lago profundo.



Figura 4.37: Simulación de los niveles de Rano Raraku en el Último Máximo Glacial (línea azul), el nivel promedio es de 14.45 metros (línea segmentada roja).

Finalmente, se presenta un resumen de los niveles promedio simulados para los cuatro períodos de interés (Figura 4.38): el periodo reciente (1) sin y (2) con el efecto de la megasequía, (3) el

Holoceno Medio y (4) el Último Máximo Glacial. Estos valores se comparan con los niveles promedio observados disponibles y los niveles inferidos a partir de estudios paleoclimáticos. Cabe destacar que el nivel simulado para el periodo sin el efecto de la megasequía (1964-2009) muestra una buena concordancia con el nivel promedio observado. En contraste, para el periodo que incluye la megasequía (1964-2024) no se observa la misma correspondencia, lo que podría explicarse por la mayor densidad de observaciones a partir del año 2000, que tiende a sobrerrepresentar el efecto de la sequía en el promedio. Por otro lado, los niveles simulados se aproximan bastante a los niveles teóricos para el Holoceno Medio (6.5-5.5 cal kyr BP) y el Último Máximo Glacial (23-19 cal kyr BP).

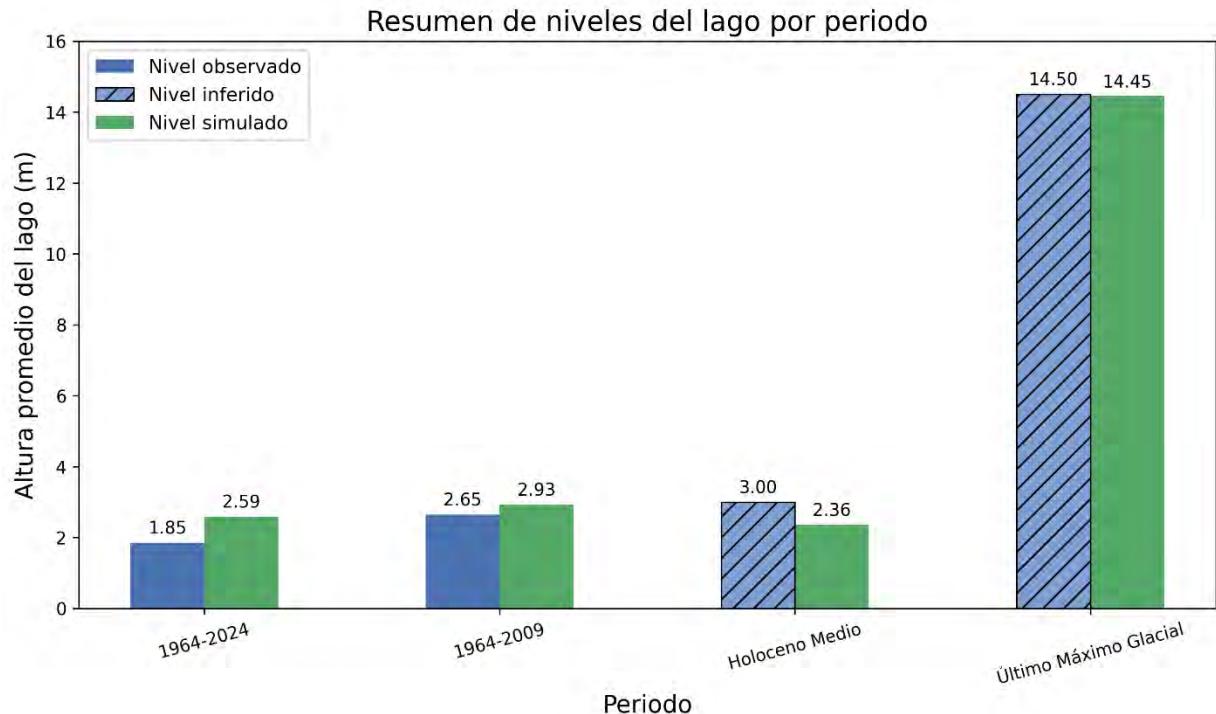


Figura 4.38: Comparación de niveles observados (barras azules) e inferidos (barras celestes con tramo diagonal) con niveles simulados (barras verdes) en el periodo reciente con el efecto de la megasequía (1964-2024), sin el efecto de la megasequía (1964-2009), en el Holoceno Medio (6.5-5.5 cal kyr BP) y en el Último Máximo Glacial (23-19 cal kyr BP).

4.3.6 Simulaciones de atribución

Finalmente, se realiza un gráfico de resumen a partir de simulaciones de atribución, que da cuenta del porcentaje de cambio en el nivel de agua cuando se varía solo la precipitación, solo la temperatura y ambas variables en conjunto por cada periodo (Holoceno Medio y LGM), tomando como referencia el nivel actual simulado (Figura 4.39). Así, es posible notar que durante el Holoceno Medio la temperatura tiende a subir el nivel, mientras que las precipitaciones tienden a disminuirlo. Por el contrario, durante el Último Máximo Glacial se observa que ambas variables tributan a un incremento en el nivel del lago. La diferencia neta entre el estado actual y cada periodo es mucho más importante en el LGM (11.86 m) que en el Holoceno Medio (-0.23 m). Además, es importante resaltar que las temperaturas tienen un menor efecto en los cambios del nivel de agua en comparación a la precipitación.

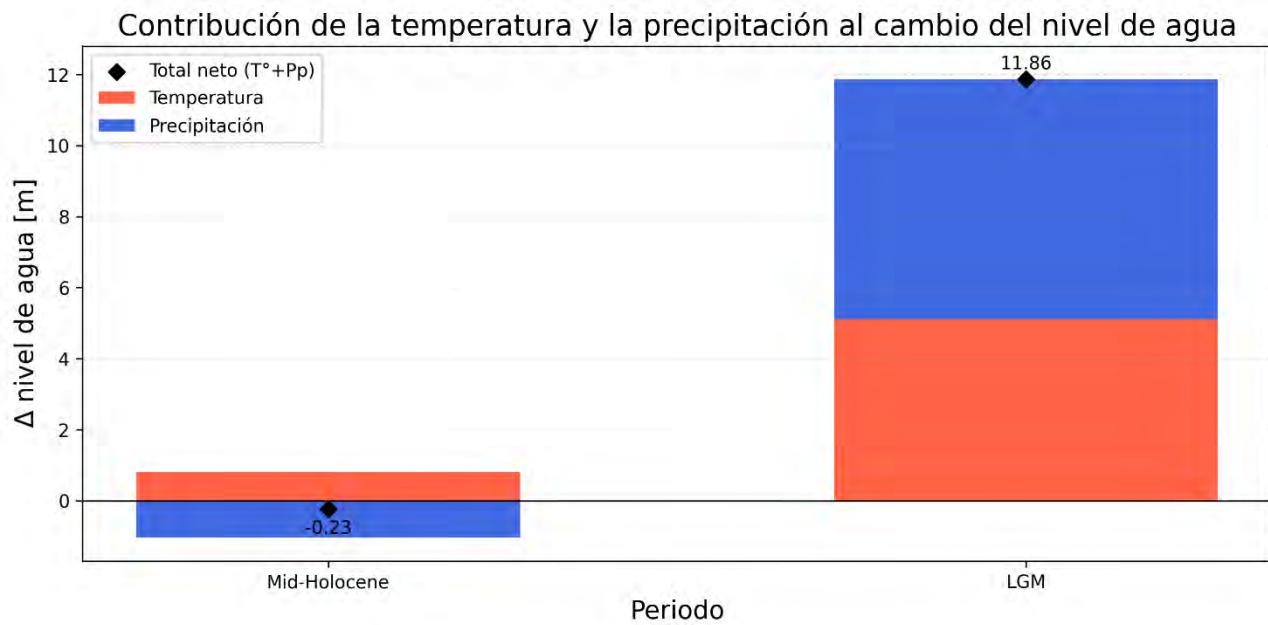


Figura 4.39: Gráfico que muestra el cambio en el nivel del lago que aportan las diferencias de temperatura (barra naranja) y precipitación (barra azul), en el Holoceno Medio y en el Último Máximo Glacial. Los rombos representan el porcentaje de cambio neto respecto de la simulación actual (2.59 metros de columna de agua promedio).

5. Discusiones

5.1 Representatividad del Reanálisis ERA5 aplicado a Rapa Nui

Uno de los primeros aspectos abordados en este estudio es la validación del reanálisis ERA5 aplicado a la isla de Rapa Nui, para determinar si es posible utilizar esta misma serie de datos como parte de los parámetros de entrada del balance hídrico y las simulaciones del cambio en el nivel del humedal Rano Raraku. A partir de los análisis estadísticos se identificó que ERA5 tiende a subestimar las precipitaciones anuales en 160 mm (Figura 4.2), pero reproduce adecuadamente la temperatura promedio anual (Figura 4.3). Respecto a las precipitaciones, la covariabilidad diaria por año (Figura 4.4) muestra que el índice de Pearson es mayor desde el año 1972 en adelante, estabilizándose a partir del año 1980; mientras que la covariabilidad interanual señala que el índice de Pearson se duplica al comparar el periodo 1980-2024 con el periodo 1940-1979, siendo de 0.83 y 0.42 respectivamente. Según lo que advierten Soci et al. (2024), esta situación tiene sentido considerando que en general ERA5, a escala sinóptica, mejora en su capacidad de pronóstico y disminuye la incertidumbre de sus datos en el hemisferio sur a fines de la década de los 70s. Esto último se debe a la mayor asimilación de datos, especialmente considerando el inicio de la era satelital, lo que va mejorando paulatinamente con los años (por ejemplo, las observaciones globales asimiladas por el reanálisis son de 17 mil por día en 1940 y pasan a ser 25 millones por día en 2022). Los datos satelitales son de suma relevancia para el sistema de observación de los océanos, los que cubren una mayor extensión en el hemisferio sur que en el hemisferio norte.

Sobre el análisis de la covariabilidad diaria de la precipitación por estación del año (Figura 4.6), los valores para el periodo 1940-1979 versus los del periodo 1980-2024 reafirman que la calidad de los productos del reanálisis para la isla mejoran sustancialmente a partir de 1980. Ahora bien, considerando solo el periodo más reciente, el mejor índice de Pearson se obtiene en la temporada de otoño-invierno (0.55-0.62) comparando con la temporada de primavera-verano (0.53-0.58). Pese a que la diferencia entre los índices es muy leve, podría estar reflejando que en verano la precipitación no solo está dominada por frentes meteorológicos, sino que también por fenómenos convectivos. De hecho, el reanálisis ERA5 tiene un peor desempeño en la temporada de verano comparada al invierno a nivel global, precisamente porque en invierno la precipitación está dominada por sistemas estratiformes de gran escala que son predecibles. En cambio, en verano la precipitación pasa a estar dominada por celdas convectivas de pequeña escala, impredecibles (de Leeuw et al., 2015; Beck et al., 2019; Xin et al., 2021; Gomis-Cebolla et al., 2023). Sin embargo, en el caso de Rapa Nui, los fenómenos convectivos no aportarían significativamente más que los frentes de gran escala a la precipitación estival, lo que explicaría lo leve de la diferencia en los índices de correlación.

Por otra parte, es esperable que la covariabilidad interanual estacional presente índices de Pearson más elevados que la covariabilidad interdiaria estacional, puesto que la comparación es en base a la precipitación acumulada y no respecto a la precipitación diaria, lo que aumenta la probabilidad de obtener correlaciones más altas.

Respecto a las temperaturas, el reanálisis muestra una buena representación del ciclo estacional (Figura 4.7), con temperaturas más frías en los meses de julio-agosto-septiembre y las más cálidas en los meses de enero-febrero-marzo, con promedios muy similares a los de la estación Mataveri.

No obstante, como se mencionó en la sección de Resultados, existe una diferencia importante en la amplitud del rango térmico que entrega el reanálisis con la que reporta la estación Mataveri, lo que tendría relación con el tamaño de las celdas del reanálisis, es decir, su resolución espacial (31 km x 31 km). La isla de Rapa Nui es más pequeña que la celda (con una extensión máxima cercana a 23 km x 17 km), por lo que probablemente ERA5 lo interprete como océano y no como terreno, lo que conlleva a que las temperaturas que entrega correspondan en realidad a la temperatura superficial del mar. En general, la temperatura superficial del mar tiene una amplitud diurna reducida, del orden de los 0.5-3.5 °C (Halpern & Reed, 1976; Stramma et al., 1986; Price et al., 1986).

A partir de las comparaciones entre los datos representativos de Rano Raraku con los datos de precipitación del reanálisis (Figura 4.10 y Figura 4.14), se desprende que existe una correlación fuerte con la estación EISP ($r = 0.6$) y moderada con la estación RR850 ($r = 0.32$). El análisis de la covariabilidad estacional indica que existe una correlación fuerte con la estación EISP para todas las temporadas (Figura 4.11), mientras que la correlación estacional con RR850 es moderada a fuerte en todas las temporadas, salvo la de verano, donde no resulta significativa ($r \approx 0$) (Figura 4.15).

En general, las correlaciones entre la estación EISP con la estación Mataveri son mayores que con respecto al reanálisis, especialmente en la temporada de primavera-verano. Pese a que estas correlaciones podrían estar sobreestimadas por lo acotado del registro de la estación EISP, los datos de Mataveri parecen ser una mejor alternativa que los datos de ERA5 para representar la climatología del humedal. Además, los altos índices de correlación entre el registro de la estación EISP con los datos de la estación Mataveri y del reanálisis ERA5 dan cuenta de un control de gran escala (sinóptico) sobre las condiciones climáticas en el humedal, lo que permite justificar el uso de simulaciones globales (modelos paleoclimáticos), como PMIP4, para ajustar las condiciones climáticas representativas de Rano Raraku a un estado correspondiente al Holoceno Medio y al Último Máximo Glacial. En el caso de la estación RR850, está no tiene correlación alguna con la estación Mataveri. Dado que es la única estación con la que no existe correlación, hay motivos para cuestionar la calidad de su registro.

El reanálisis ERA5 ya se ha usado en otros estudios hidrológicos en islas volcánicas oceánicas, como en la isla El Hierro (Islas Canarias), donde se empleó para estudiar sequías en el periodo 1941-1970 (Caballero Fernández et al., 2025). En este trabajo reconocen las limitaciones del reanálisis, indicando que sus datos son menos confiables en décadas como la de 1940 y que presenta dificultades para representar la variabilidad espacial de la precipitación producto de realces orográficos. Por otra parte, existe un estudio reciente que busca validar los datos de precipitación del ERA5 aplicados a las islas Fiji (Pacífico Sur) en el periodo 1971-2020 (Sagero et al., 2024). Los autores indican que el reanálisis representa adecuadamente la variabilidad espacio-temporal de la precipitación anual, con índices de correlación de Pearson entre 0.5 y 0.85. Sin embargo, existen sesgos atribuibles a la topografía, que se acentúan en las áreas que registran mayores precipitaciones. Además, se determinó que existe una variación entre la observación y los datos del reanálisis del 20%, valor que se encuentra muy cercano al sesgo identificado en este trabajo (22%).

ERA5 también se ha utilizado en investigaciones sobre Rapa Nui, una de ellas tenía como objetivo comprender el rol de El Niño-Oscilación del Sur en las precipitaciones sobre la isla en el último milenio, y con ello entender si la deforestación en la isla se debe a cambios en la precipitación

vinculados a la variabilidad climática natural (Delcroix et al., 2022). Como parte de su metodología, los autores emplean los datos de precipitación de ERA5, como promedios mensuales en el periodo 1950-2021. De esta forma, señalan que ERA5 subestima las precipitaciones respecto al registro de la estación Mataveri, por tratarse de un promedio espacial de la precipitación (de la respectiva celda) en lugar de una medición puntual.

Otra de las investigaciones que utilizó los datos de ERA5 aplicados a la isla fue el trabajo de Steiger et al. (2022), quienes buscaban entender que factores controlan la precipitación sobre Rapa Nui a distintas escalas temporales. Como parte de su metodología utilizan datos de precipitación, temperatura, velocidad del viento, presión media al nivel del mar, altura geopotencial y transporte de vapor de agua integrado, en el periodo 1979-2017 a una resolución temporal diaria y espacial de $1^{\circ} \times 1^{\circ}$. Los autores reconocen que ERA5 subestima sistemáticamente las precipitaciones respecto a las observaciones en la isla, debido principalmente a una subestimación de los eventos de precipitación extremos. Por ello, concentran sus análisis en el registro de precipitaciones local, excepto cuando reconocen patrones espaciales de la precipitación.

En vista de los resultados de este estudio, se sugiere que el reanálisis ERA5 se emplee en estudios climáticos de la isla considerando solo el periodo 1980-2024, especialmente si la variabilidad interdiaria, intermensual o interanual es relevante. De lo contrario, se sugiere utilizar los datos derivados del reanálisis solo desde un punto de vista tendencial, o bien, si la variabilidad es importante para el estudio y/o se requiere información previa al año 1980, se recomienda ajustar la serie de datos registrada por Mataveri en base a algún factor de corrección para las temperaturas y las precipitaciones, específico para cada sector de la isla. En este caso, la variabilidad interdiaria e interanual de la precipitación y temperatura son sumamente importantes, para cuantificar con el menor sesgo posible la variabilidad hidrológica del humedal Rano Raraku, por lo que se descartó el uso de los datos del reanálisis como parámetros de entrada del balance hídrico y las simulaciones. En su lugar, se ajustó la observación de la estación Mataveri (precipitaciones y temperaturas) en base a las diferencias que indica la estación EISP para el periodo abril 2011-marzo 2012, extrapolándolo al periodo 1955-2024 para el balance hídrico y al periodo 1964-2024 para las simulaciones.

5.2 ¿Cómo es el clima actual en Rapa Nui?

Para responder a la pregunta que inicia esta sección, se realizaron mapas de sesgo y correlación espacial entre todas las estaciones meteorológicas disponibles en la isla (Figura 4.16 y Figura 4.17), desde los que es posible interpretar que existen diferencias locales en la precipitación leves pero claras. En primer lugar, el análisis del mapa de sesgo factorial evidencia que la estación Mataveri no refleja adecuadamente la precipitación de la isla en su conjunto. En el trabajo de Delcroix et al. (2022) ya señalaban este hecho, indicando que podría existir un sesgo al interpretar el registro de Mataveri como si fuese representativo de toda la isla. Según los investigadores, los registros ocasionales de otras estaciones locales muestran aumentos del orden de 20 mm/mes por cada 100 metros de elevación.

Sin embargo, el mapa de sesgos muestra que este patrón no es tan lineal respecto a la altitud. En realidad, se observa que existe una línea de transición con orientación E-W, en torno a las cotas 100-150 metros, desde la cual el sesgo factorial es menor a 1 hacia el sur y mayor a 1 hacia el norte. Este patrón podría estar reflejando una sombra pluviométrica provocada por la topografía del

volcán Terevaka, si los flujos de humedad vienen predominantemente desde el N y/o NW. Este comportamiento ya había sido inferido en el pasado por la ODEPLAN (1968), que indica que en la isla se pueden distinguir dos áreas, una más húmeda al norte de una línea que conecta Hotuiti-Vaitea-Leprosario y otra menos húmeda al sur de esta línea.

Desde el mapa de correlación espacial de la precipitación se distingue que en general los índices de Pearson son altos (entre 0.45 y 0.85), especialmente en las estaciones más cercanas a la costa. Es esperable que la correlación entre las estaciones sea alta, especialmente considerando que la máxima distancia entre ellas es de 14.7 km (Mataveri-EISP). Por ejemplo, dos estaciones meteorológicas de Santiago de Chile: Pudahuel y Quinta Normal (482 m y 527 m de altitud, respectivamente) se encuentran a 11.93 km entre sí y muestran un índice de Pearson de 0.94 para el periodo 1966-2024, a partir de los datos del Centro del Clima y la Resiliencia (CR)². De hecho, considerando que las estaciones Aroi, Anakena, Anamarama, German, Niki Haoa y Kihi pertenecen a una misma campaña de investigación (de ahí que comparten el mismo periodo de registro), los altos índices de correlación con la estación Mataveri dan cuenta de un buen estándar de observación. La alta correlación entre todas las estaciones meteorológicas y la estación Mataveri refleja que los frentes de precipitación tienden a abarcar todo el territorio, aunque con variaciones en la intensidad. En consecuencia, si llueve en un sitio, es probable que también lo haga en el resto de la isla.

Sobre el índice de Pearson de la estación RR850, dado que es la única estación que no se correlaciona con la estación Mataveri y tomando en cuenta que la estación CLP19 se encuentra a unos 5 km de distancia de ésta (teniendo un periodo de registro en común), parece muy poco probable que la estación RR850 haya registrado un año particularmente anómalo respecto a la precipitación. Por lo anterior, se refuerza la idea de que su registro meteorológico presenta datos de baja confiabilidad, probablemente como resultado de fallas operativas.

Por otro lado, con el fin de indagar si el clima local responde a fenómenos de gran escala, se elaboraron mapas de compuestos de precipitación que incorporan vectores de transporte de humedad. Estos mapas se presentan por temporada: invierno (Figura 4.18) y verano (Figura 4.19). A partir del mapa base de invierno se desprende que las precipitaciones en la isla están controladas por frentes de precipitación a escala sinóptica, es decir, cuando precipita en la isla también precipita intensamente en un área aproximada entre 100°W-120°W y 20°S-40°S. En la temporada de verano los sistemas frontales de gran escala se debilitan, pero siguen teniendo un área de influencia importante en torno a la isla, que se sitúa entre 105°W-115°W y 25°S-30°S.

Por lo anterior, es posible afirmar que la precipitación en la isla está dominada por sistemas sinópticos durante todo el año, aunque en verano se ve parcialmente influenciada por fenómenos convectivos. En ese contexto, Steiger et al. (2022) indican que la ocurrencia de eventos de lluvias intensas, pero poco frecuentes, explican el 92% de la varianza de la precipitación media anual. Todos estos eventos estarían asociados a algún fenómeno de escala sinóptica (ríos atmosféricos, sistemas sinópticos clásicos de frente frío, bajas segregadas, etc). Esto refuerza que existe un control sinóptico sobre las forzantes del humedal, lo que permite respaldar el uso de los datos del modelo PMIP4 para obtener una climatología representativa del Holoceno Medio y del LGM.

Adicionalmente, los vectores de flujo de humedad corroboran que las precipitaciones provienen principalmente desde el NW durante la temporada invernal. En la temporada estival, en cambio, los vectores reducen su magnitud a menos de la mitad, lo que explica el debilitamiento de los frentes de precipitación, mientras que su desplazamiento pasa a ser predominantemente de N a S.

En este sentido, considerando que las precipitaciones provienen principalmente desde el N o NW según la temporada, la topografía de la isla induce una sombra pluviométrica, especialmente en torno a las laderas del volcán Terevaka donde se concentra el máximo relieve. El barlovento (ladera expuesta al viento y a la humedad) se ubica hacia el N/NW, mientras que el sotavento (ladera protegida del viento) se orienta hacia el S/SE, generando un déficit de precipitación consistente con lo que muestra el mapa de sesgo.

Lo anterior discrepa parcialmente de lo propuesto por otros autores, por ejemplo, en los estudios de ODEPLAN (1968) y ODEPLAN (1971) mencionan que los vientos dominantes en la isla son los alisios (E) y los vientos del NW, vientos que vienen cargados de humedad, dando origen a abundantes lluvias. También discrepa de lo planteado por Bradley et al. (2022), quienes a partir de un análisis de trayectorias retrógradas de masas de aire para años anómalamente húmedos y secos (Figura 5.1) indican que el transporte de humedad proviene principalmente desde el Pacífico sur, al suroeste de Rapa Nui. Sin embargo, este análisis solo indica de donde provienen las masas de aire en esos años, mostrando fuentes potenciales de la humedad. En cambio, los vectores de flujo de humedad permiten cuantificar tanto la magnitud como la dirección del transporte de vapor de agua, lo que se relaciona directamente con la alimentación de los sistemas frontales. Por ello reflejan de mejor manera la dirección de los sistemas frontales que aportan la precipitación en la isla.

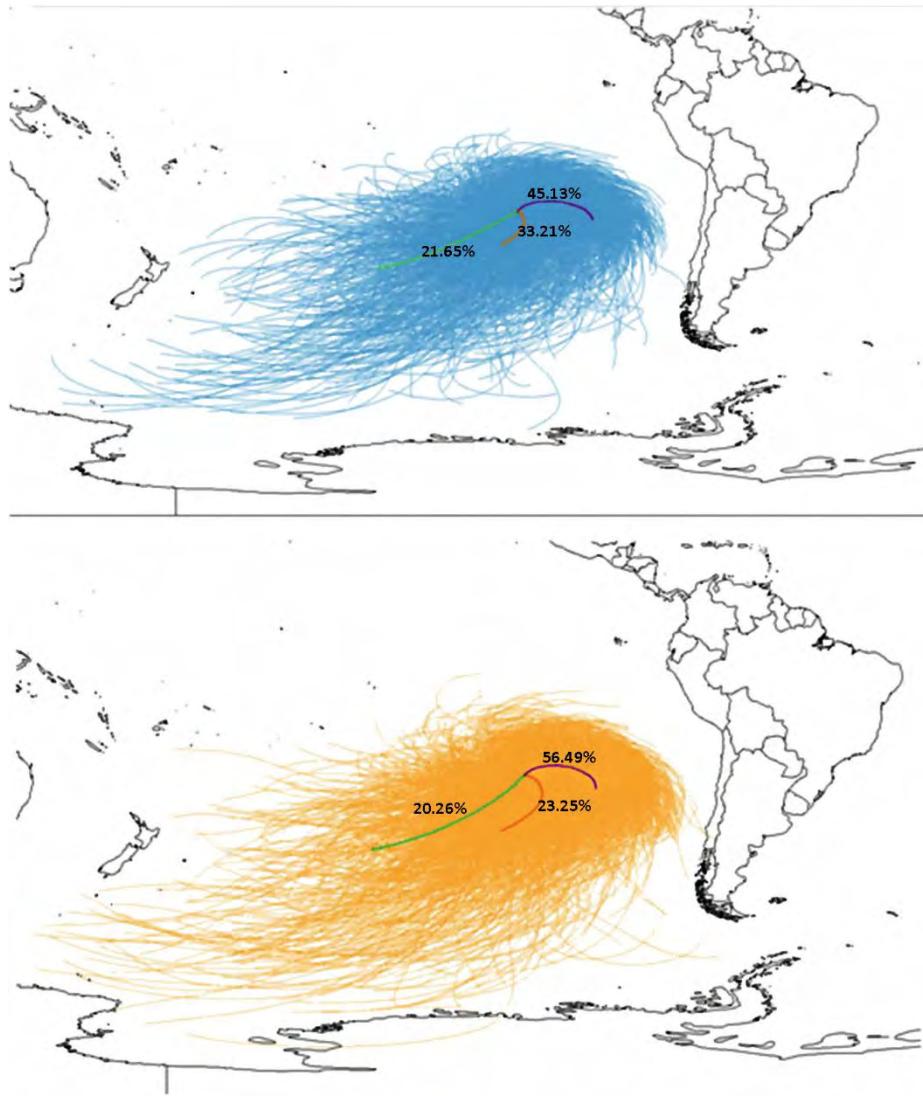


Figura 5.1: Compuestos de la trayectoria retrógrada anual de las parcelas de aire (96 h) para años anómalamente húmedos (panel superior) y secos (panel inferior). Años húmedos (desviación estándar >1 por encima de la media): 1959, 1962, 1972, 1979, 1983, 1984, 1993, 2000, 2007, 2009. Años secos (desviación estándar >1 por debajo de la media): 1956, 1961, 1965, 1966, 1967, 1971, 2010, 2011, 2016, 2017. Extraído de Bradley et al. (2022).

Asimismo, los datos proporcionados en este trabajo presentan discrepancias con el mapa de isoyetas presentado por Puleston et al. (2017) en su estudio para determinar la máxima población que habría vivido en la isla previo al contacto europeo (Figura 5.2). Al revisar su metodología, se identifican algunas falencias. En primer lugar, los investigadores ajustan una función lineal entre precipitación y altitud, descartando los datos de Mataveri por considerarlos un *outlier*. Sin embargo, en este ajuste no consideran que la precipitación de la estación Aroi (442 m de altitud) es menor que la registrada por la estación German (281 m de altitud) en el periodo común. Con esta ecuación ya sesgada, obtienen las isoyetas a partir de la topografía.

En segundo lugar, los autores establecen una corrección que integra las sombras pluviométricas al mapa de isoyetas, con el fin de representar de mejor manera la variabilidad espacial de la precipitación. Para ello asumen que los frentes provienen principalmente del E, basándose únicamente en los datos de viento de las estaciones meteorológicas. No obstante, en ningún

momento integran información de otros estudios sobre los fenómenos que dominan la precipitación en la isla, ni tampoco sobre la procedencia de los sistemas frontales.

Como consecuencia, el mapa muestra déficits de precipitación muy pronunciados en las laderas W de los volcanes principales y de los volcanes secundarios (sombras pluviométricas), los cuales en realidad son artefactos de la metodología empleada, tanto por los supuestos aplicados como por la falta de observaciones en sectores clave, como por ejemplo en las laderas occidentales del volcán Poike y Terevaka, además de los alrededores de Rano Raraku. En estas áreas la precipitación debería ser mayor, o al menos equivalente, a la registrada por la estación Mataveri.

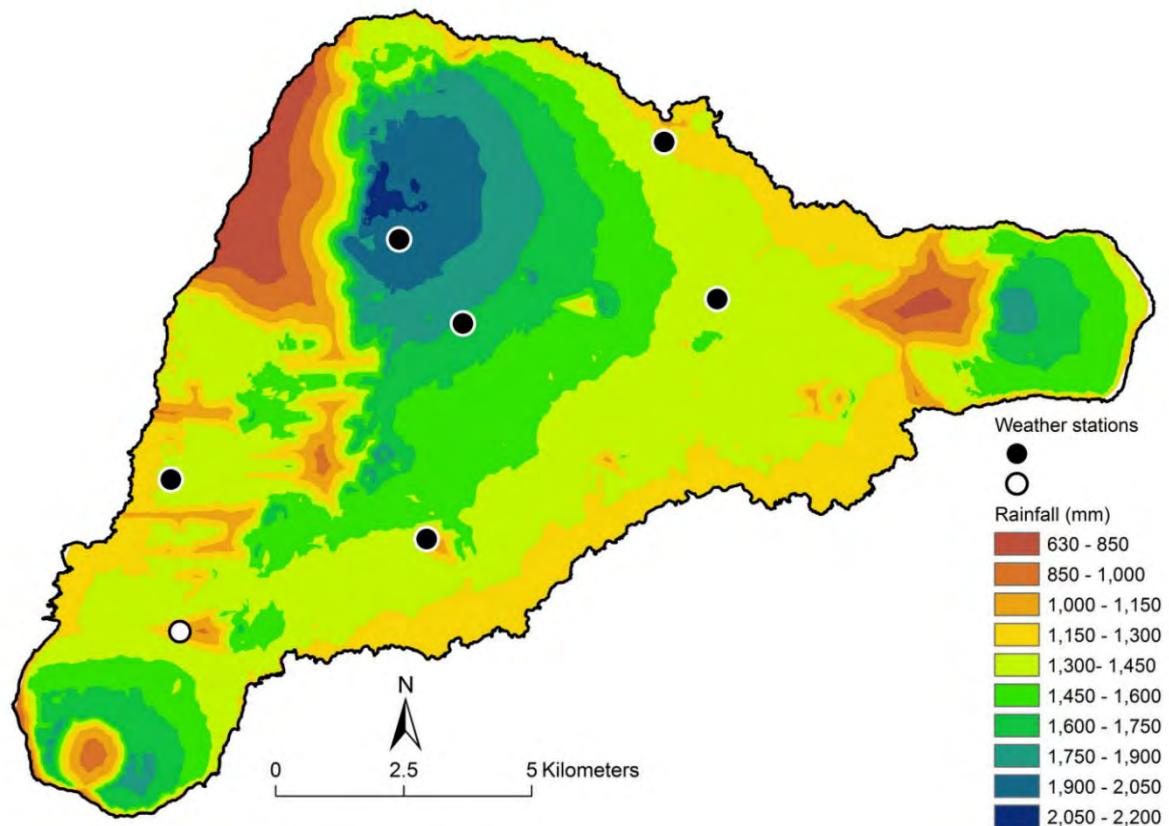


Figura 5.2: Mapa de isoyetas de la isla, que considera las sombras pluviométricas. Extraído de Puleston et al. (2017).

A futuro, nuevas investigaciones podrían enfocarse en aquellas áreas sin un registro meteorológico *in situ*. Para ello, es fundamental densificar la red de monitoreo meteorológico dentro de la isla, lo que permitiría mejorar los análisis de variabilidad y sesgo espacial de la precipitación, además de incorporar los mismos análisis para la temperatura.

En esta misión debieran involucrarse las instituciones con mayor autoridad en la isla, trabajando de manera conjunta o al menos de forma coordinada, con el fin de garantizar un registro meteorológico de calidad, consistente en el tiempo y con un estándar de observación común. Los datos generados por una red de monitoreo con estas características serían de suma relevancia tanto desde un punto de vista científico como socio-ambiental. Su utilidad trasciende los campos de la meteorología, pudiendo ser empleados en estudios de arqueología, antropología, geología, hidrología, geofísica, botánica, agronomía, entre otros. Además, son datos esenciales para diseñar

políticas públicas, sumado a un mejor entendimiento, monitoreo y gestión del recurso hídrico, especialmente frente a los futuros efectos del cambio climático.

Finalmente, los habitantes de la isla también pueden aportar al fortalecimiento de esta red de monitoreo mediante la instalación de pluviómetros o estaciones meteorológicas ciudadanas en domicilios particulares, lo que ampliaría la cobertura espacial de los registros.

5.3 Evolución hidrológica del humedal Rano Raraku

Una de las principales fuentes de información para comprender la variación hidrológica pasada del humedal son los testigos sedimentarios. Estos entregan información cuantitativa y cualitativa de las fluctuaciones en el nivel de agua y, además, dan cuenta de la morfología y profundidad del fondo de la cuenca. En cuanto a los cambios en el nivel de agua, la información cuantitativa que entrega la estratigrafía se basa en la diferencia entre los puntos superior e inferior de superficies *onlap* (Sáez et al., 2009). Esta metodología es aproximada y presenta cierto grado de incertidumbre, especialmente si no se cuenta con una cantidad suficiente de testigos a lo largo de una transecta, o con un perfil de reflexión sísmica que permita reconocer estas estructuras. En este sentido, Jenny et al. (2003) señalan que normalmente es difícil inferir niveles de agua de manera cuantitativa a partir de paleoproxies, lo que explica porque a pesar de tener información de trabajos previos basados en 14 testigos, solo conocemos dos variaciones de forma cuantitativa.

Respecto de los niveles cualitativos y semicuantitativos, Jenny et al. (2003) apuntan que es complejo verificar un nivel preciso de agua, pero es posible estimar rangos en base al análisis de facies sedimentarias, el análisis geoquímico y las condiciones deposicionales pasadas. No existe una correspondencia unívoca entre un ambiente sedimentario y un nivel o volumen de agua determinado, ya que esta relación varía entre diferentes autores y depende de cada contexto (Richardson et al., 2022). Por ejemplo, la profundidad máxima de un lago puede oscilar entre ~0.1 y 1741 metros (Herdendorf, 1982; Sobek, 2011). Hay autores que definen que un lago somero tiene una profundidad ≥ 2.5 y < 4 metros, mientras que en un lago profundo sería > 9 metros (Richardson et al., 2022; de Toledo & Baulch, 2024). Sin embargo, en el caso de Rano Raraku se ha definido el periodo reciente (previo al año 2009) como un lago somero, con columnas de agua entre 3-6 metros (Sáez et al., 2009), mientras que el ambiente de lago profundo está delimitado por el nivel máximo alcanzado durante el Último Máximo Glacial y el nivel alcanzado a principios del Holoceno temprano, es decir, entre 9 y 27.5 metros (Sáez et al., 2009; Horrocks et al., 2012; Morales, 2025).

Por otro lado, respecto de la profundidad de la cuenca, el modelo cronológico y las correlaciones estratigráficas permiten estimarla con mayor precisión. Para ello resulta especialmente relevante el interpolador RBF con función *thin plate spline*, que genera superficies suaves que pasan exactamente por las profundidades conocidas. La superficie simulada será más representativa a medida que se dispone de un mayor número de puntos de muestreo, y mientras estos se encuentren más dispersos entre sí, abarcando desde el centro de la cuenca hacia los bordes.

Como se puede notar, la precisión en los cambios en el nivel de agua y profundidad de la cuenca son muy dependientes de la cantidad de testigos y la calidad de los análisis realizados. No obstante, constituyen la única manera de conocer estos cambios en el pasado geológico. Esto puede suponer una limitante en algunos casos de estudio, ya que puede requerir bastante tiempo y recursos el

obtener numerosos testigos de un mismo sitio, además que puede representar una intervención ambiental importante.

Ahora bien, sobre las variaciones hidrológicas más importantes dentro del Holoceno (Figura 4.25 y Figura 4.26), según Sáez et al. (2009) y Cañellas-Boltà et al. (2016) el lago presenta inicialmente un nivel alto durante el Último Máximo Glacial, sustentado por bajas temperaturas e intensas precipitaciones, asociadas a una mayor actividad de los vientos del oeste, la migración hacia el sur de la Zona de Convergencia Intertropical y el debilitamiento del Anticiclón del Pacífico Sur. Alrededor de 17000 cal yr BP ocurre el primer descenso abrupto del nivel de agua (-13 metros), ligado al fin del periodo glacial, con condiciones más cálidas y secas por la migración hacia el sur de las trayectorias de tormenta en el Pacífico Sur. Luego, entre 9500-8800 cal yr BP (Holoceno temprano) ocurre un nuevo descenso abrupto del nivel de agua (-6 metros), ligado a condiciones áridas de escala regional. Las condiciones áridas y más cálidas se mantuvieron hasta 7800 cal yr BP, por la mayor influencia de las celdas de alta presión del Pacífico Sur, que bloquean el paso de sistemas frontales occidentales. Entre 7800-4300 cal yr BP se generan condiciones húmedas que propician un aumento en el nivel de agua, lo que se relaciona con la intensificación del ENSO (Cañellas-Boltà et al., 2016). Posteriormente, ocurre un periodo de sequía identificado a partir de un hiato sedimentario, entre 4300-800 cal yr BP. Estas condiciones serían producto de mínimos de insolación durante el verano austral en el Holoceno medio a temprano, sumado al desplazamiento hacia el sur de las trayectorias de tormentas debido a eventos de La Niña en el Pacífico Sur. Desde 800 cal yr BP hasta el presente (2012 CE) ha existido un incremento paulatino del nivel de agua de Rano Raraku, gatillados por dos eventos climáticos de escala regional: la Anomalía Climática Medieval (MCA) y la Pequeña Edad de Hielo (LIA).

Es importante destacar que el hiato sedimentario asociado a la sequía ocurrida entre 4300 y 800 cal yr BP podría aparentar una duración más extensa de la que realmente tuvo. La exposición subaérea del fondo favorece la erosión, lo que implica la pérdida parcial del registro sedimentario. Cuando los procesos erosivos son muy intensos, o las tasas de sedimentación son muy bajas, pueden eliminarse varios siglos de información, generando la impresión de un periodo de sequía mucho más prolongado. Por lo tanto, el rango presentado debe interpretarse como una duración máxima, ya que este episodio pudo haber sido más breve. En este sentido, Cañellas-Boltà et al. (2013) lograron acotar el periodo de sequía a dos subperiodos entre 500-1165 CE y 1570-1720 CE, a partir de un estudio detallado del testigo RAR-08.

Respecto a la variabilidad de los niveles observados en el periodo 1964-2024, comparados con el promedio móvil de 48 meses de la precipitación (Figura 4.22), se pudo reconocer un evento de sequía previo al actual, ocurrido en 1977. Pese a que se registran dos periodos de unos cinco años de duración con precipitaciones por debajo de 1000 mm/año (bajas tasas de precipitación en relación al periodo analizado), que provocaron algunos años con déficit hídrico entre 1960 y mediados de la década de 1970 (Figura 4.29), se reporta que entre 1950 y fines de la década de 1970 operó en el humedal una tubería de extracción para alimentar abrevaderos de animales, aunque no se cuenta con datos del caudal de extracción. Considerando que desde 1969 el promedio de las precipitaciones ya estaba por sobre 1000 mm/año, y que 1976 fue el último año con un déficit hídrico, se descarta que la sequía observada en 1977 sea de origen exclusivamente climático; en cambio, la extracción de agua de origen antrópico sería uno de los gatillantes de este desecamiento. Una vez que la tubería deja de utilizarse, el promedio de precipitación es especialmente alto, lo que

explicaría la rápida recuperación del humedal a niveles en torno a los 3 metros durante la década de los 80's.

También llama la atención la elevada columna de agua registrada en 1998, que podría estar vinculada al periodo de unos cuatro años consecutivos con precipitaciones entre 1300-1400 mm/año. Lo anterior podría interpretarse como una respuesta a condiciones especialmente húmedas asociadas al evento de El Niño 1997-1998, considerado como el más intenso de los que se tiene registro (Mcphaden, 1999). Este evento también collevó una anomalía negativa en la temperatura del aire de la isla, de -1.7°C (Carrasco & Arena, 1997), lo que habría reducido la evapotranspiración potencial y contribuido al aumento del nivel de agua.

Por último, se evidencia un descenso sostenido del espejo de agua de Rano Raraku desde el año 2012 al 2019, encontrándose seco desde entonces. El promedio móvil de la precipitación refleja una disminución drástica desde 2010 hasta la actualidad, variando aproximadamente entre 800 a 1000 mm/año. En concordancia con esto, las componentes del balance hídrico (Figura 4.27) muestran que a partir de 2010 la precipitación en el humedal es inferior a la evapotranspiración de referencia, lo que provocó un déficit hídrico persistente durante los últimos 15 años.

La sequía reciente podría ser una respuesta a un fenómeno climático de gran escala, ya que en Chile Central también se produjo el secamiento de la Laguna Aculeo en el periodo 2010-2018. Según Barría et al. (2021), este evento fue desencadenado por la denominada megasequía, con déficits del 38% en la precipitación anual que provocaron importantes disminuciones en los caudales fluviales (44%) y la recarga de los acuíferos (24%).

La megasequía en Chile Central (30-38°S), que inicia el año 2010, constituye el periodo árido más extenso y prolongado del que se tiene registro, con déficits de precipitación anual que varían entre un 20% y 45% (Garreaud et al., 2017; Boisier et al., 2016; Garreaud et al., 2019). Este fenómeno ha ocurrido bajo condiciones neutrales del ENSO (Garreaud et al., 2019), excepto por los años 2010 (La Niña), 2015 (El Niño) y 2023 (El Niño). Según Boisier et al. (2016), la Oscilación Decadal del Pacífico (PDO) explica cerca de la mitad de la tendencia de la precipitación observada en Chile Central y se estima que una cuarta parte del déficit de precipitaciones es de origen antropogénico. En este sentido, los autores indican que a pesar de que el forzamiento antropogénico no es el principal factor que genera la megasequía, si es un factor clave para explicar su ocurrencia y persistencia.

Finalmente, no hay que dejar de lado el estrés hídrico que genera el consumo de agua del humedal por ganado que circula libremente por la isla. Aunque no existe un monitoreo sistemático ni estudios que cuantifiquen directamente su impacto, si se dispone de información sobre la cantidad de ganado que hay en la isla, a partir de distintos censos agropecuarios (Tabla VIII). Además, hay estudios que indican que el consumo promedio de agua de caballos es entre 13.5-78.5 L/día, el de vacunos es entre 40-100 L/día y el de ovejas está entre 2-6 L/día (Markwick, 2007; Hoffmann et al., 2009).

Aun así, resulta complicado estimar el volumen de agua que consumen los animales que rondan en el humedal, pero es posible tener una noción a partir de las palabras de la ex jefa provincial de CONAF Rapa Nui, Ninoska Huki. Ella declaró en una entrevista a Radio Duna (2018) que “por lo menos 200 animales [caballos y vacunos] toman del humedal [agua], de la laguna, dos veces diarias

durante todo el año”. Lo anterior se traduce en un consumo aproximado entre 18400-28000 L/día, lo que equivale a 6716-10220 m³/año. Este nivel de consumo corresponde aproximadamente al volumen de agua que alberga el humedal cuando el espejo alcanza 70-85 cm de altura, lo que sugiere que el ganado tiene el potencial de impedir que el humedal mantenga un cuerpo de agua superficial, en caso de que la precipitación no exceda con creces la evapotranspiración potencial de manera prolongada.

Tabla VIII: Cantidad de ganado registrado en la isla de Rapa Nui por año.

Año	Cantidad	Tipo de ganado	Fuente
1923	6000	bovinos y equinos	Foerster (2021)
1939	1487	bovinos y equinos	Foerster (2021)
1940	56000	ovinos	Foerster (2021)
1941	1800	bovinos y equinos	Foerster (2021)
1945	1975	bovinos y equinos	Foerster (2021)
1950	1784	bovinos y equinos	Foerster (2021)
1965	32441	ovinos	ODEPLAN (1971)
1965	1565	bovinos y equinos	ODEPLAN (1971)
1966	3434	bovinos y equinos	Foerster (2021)
1968	15864	ovinos	ODEPLAN (1971)
1968	600	bovinos y equinos	ODEPLAN (1968)
1970	26177	ovinos	ODEPLAN (1971)
1970	3208	equinos	ODEPLAN (1971)
1971	5000	bovinos y equinos	Foerster (2021)
1990	2154	bovinos	Foerster (2021)
1997	3198	bovinos y equinos	Foerster (2021)
2001	2643	bovinos	Foerster (2021)
2007	4815	bovinos y equinos	Foerster (2021)
2011	6221	bovinos y equinos	Foerster (2021)
2021	3217	bovinos	INE (2022)

5.4 Modelo de Hostetler (1995) para reconstruir cambios en el nivel de lagos

La ecuación de continuidad propuesta por Hostetler (1995) para evaluar la tasa de cambio del nivel de un lago sin salidas naturales o artificiales ante distintas forzantes permite entender, según el autor, las interacciones entre el sistema climático y los lagos, lo que resulta fundamental para analizar los efectos del cambio climático en los procesos limnológicos. Esta ecuación constituye un modelo numérico simple del tamaño de un lago a partir de datos climáticos e hidrológicos, que posibilita la reconstrucción de cambios históricos en el nivel de los lagos e, incluso, la vinculación de fluctuaciones pasadas con el paleoclima.

Previo a su aplicación en la evaluación de cambios del nivel del espejo de agua de Rano Raraku durante el pasado geológico, fue necesario validar su representatividad utilizando las observaciones actuales como control. En este sentido, se simuló el periodo 1964-2024 (incluyendo el efecto de la megasequía, Figura 4.33) y el periodo 1964-2009 (sin considerar la megasequía, Figura 4.34), comparando los resultados con las observaciones del nivel del lago. De ello se desprende que el modelo reproduce adecuadamente los cambios del nivel de agua en ambos intervalos, con un

coeficiente de correlación de Pearson entre 0.72-0.85 y un sesgo entre 0.29-0.53 metros. El nivel promedio simulado frente al observado para el periodo 1964-2009 muestra una buena concordancia. En cambio, el promedio observado para el intervalo que incluye la megasequía podría estar subestimado, debido a la mayor densidad de observaciones en años recientes en comparación a los registros anteriores al año 2000 (Figura 4.38).

Una vez validado el modelo, se simuló el nivel del lago para el Holoceno Medio (Figura 4.36) y para el Último Máximo Glacial (Figura 4.37), a partir de la serie climática de Rano Raraku ajustada según las diferencias reportadas en el atlas interactivo IPCC WGI (Gutiérrez et al., 2021; Iturbide et al., 2022) para cada periodo respecto al clima preindustrial. De este modo, se obtuvieron niveles promedio simulados que concuerdan con los niveles teóricos inferidos a partir de estudios paleoclimáticos, como se muestra en la Tabla IX.

Tabla IX: Comparación de niveles pasados de Rano Raraku inferidos y simulados.

Periodo	Nivel teórico [m]	Nivel simulado [m]	Grado de similitud [%]
Último Máximo Glacial	≥ 14.5	14.45	99.66
Holoceno Medio	~ 3	2.36	78.67

Como se mencionó en el apartado de Datos y Metodología (sección 3.3), Jenny et al. (2003) emplearon esta ecuación para reconstruir el régimen de precipitación que habría generado distintos niveles de la Laguna Aculeo en el Holoceno, a partir de una reconstrucción paleohidrológica basada en un testigo sedimentario. En este sentido, aunque el enfoque es diferente, la aproximación adoptada en este trabajo resulta ser más representativa. Esto porque en lugar de asumir una precipitación promedio fija, que solo muestra variabilidad dentro del ciclo estacional pero no de forma interanual, aquí se integra la variabilidad interanual propia del área de estudio. Lo anterior fue posible gracias a que se ajustó la serie climática registrada *in situ* con las diferencias reportadas por el modelo PMIP4 para el Holoceno Medio y el Último Máximo Glacial. En definitiva, con este enfoque los datos de entrada se vuelven más representativos, y su incertidumbre deriva directamente de la propia incertidumbre de los modelos climáticos y de la calidad de las observaciones locales.

Respecto a la sensibilidad del modelo, se evaluó la respuesta de las variaciones del nivel del lago frente a cambios en la precipitación, temperatura, rango térmico diario y coeficiente de escorrentía (Figura 4.31). El análisis evidenció una alta sensibilidad del nivel de agua incluso ante leves cambios en las variables de entrada, en particular en la temperatura y la precipitación (relación cuadrática), en comparación con el coeficiente de escorrentía (relación lineal). Esta elevada sensibilidad se explica por la morfología de la cuenca ya que, según Hostetler (1995), se puede generalizar que los lagos con laderas escarpadas responderán a cambios hidrológicos con mayor lentitud que los lagos que se emplazan en cuencas amplias con pendientes suaves. De este modo, según el autor los lagos que se encuentran en cuencas amplias y de suave pendiente registran mejor los cambios climáticos rápidos y de baja amplitud, mientras que los lagos profundos en cuencas estrechas suelen registrar mejor los cambios de alta amplitud y baja frecuencia. En este contexto,

dado que la cuenca de Rano Raraku tiene una morfología tipo *flat-bottom*, es esperable que represente adecuadamente los cambios derivados de la megasequía actual.

Una de las consideraciones que se tuvo al momento de ejecutar las simulaciones tiene relación con el valor del coeficiente de escorrentía. En un principio se iba a emplear el valor calculado en la Tabla VII, pero esto no resultó puesto que reflejaba un lago en constante crecimiento, contrario a las observaciones. Esto se explica porque la escorrentía es equivalente a la humedad efectiva, es decir, la diferencia entre la precipitación total en la cuenca y la suma de la evaporación y evapotranspiración total en la cuenca (P-E) (Hostetler, 1995). Considerando que en los últimos años la evapotranspiración de referencia ha excedido a la precipitación, la cantidad de agua disponible para la escorrentía se ha reducido, siendo prácticamente nula durante los últimos 15 años. Esto no quiere decir que el índice de escorrentía calculado a partir de valores tabulados sea erróneo, sino que representa un valor potencial. En este sentido, como señala Hostetler (1995), los lagos endorreicos dependen de un equilibrio cercano entre la precipitación y la evaporación, lo que los hace muy sensibles a las fluctuaciones hidrológicas y, por ende, al cambio climático.

Es necesario aclarar que el modelo presenta algunas limitaciones que se deben tener en cuenta a la hora de modelar este u otros lagos. En primer lugar, no está diseñado para condiciones en las que el área del espejo de agua sea nula, puesto que en ese caso el segundo término de la ecuación tiende a infinito. Esto obligó a establecer un valor mínimo de 10 m^2 para el área del espejo, razón por la cual la simulación nunca representa un nivel igual a cero. Algo similar ocurre al calcular el coeficiente de escorrentía variable: cuando la precipitación es cero el índice se indetermina, por lo que en ese caso se asigna un coeficiente igual a cero. También se debe considerar que el coeficiente de escorrentía es variable y depende de la humedad del suelo de la superficie aportante, por lo que se recomienda aplicar la ecuación de continuidad solo para períodos de tiempo en que las condiciones sean similares, lo que depende netamente del caso de estudio.

Por otro lado, tampoco se incluye el efecto de la vegetación, ya que no existe información sobre el área cubierta por plantas en el espejo de agua año a año, ni tampoco se conoce su composición específica. Sin embargo, considerando los coeficientes de cultivo presentados en la Tabla VI, se estima que la evapotranspiración sería, como máximo, un 15% mayor que la evaporación directa del espejo de agua (considerando que el k_c del espejo de agua expuesto es 1.05 según la FAO (2006)). Al incorporar el análisis de atribución (Figura 4.39), este efecto resulta casi despreciable, puesto que son las precipitaciones las que aportan más de la mitad de la tasa de cambio.

Por último, cabe señalar que el modelo solo refleja cambios superficiales en el nivel de agua, sin aportar información sobre la dinámica del nivel freático subterráneo. En Rano Raraku no existe información al respecto, y su monitoreo es prácticamente inviable, puesto que conlleva realizar un pozo en un sitio patrimonial. Lo único que se conoce es que, al momento de extraer los testigos, el nivel freático se encontraba aproximadamente a 1.5 metros de profundidad.

5.5 Diagnóstico del humedal Rano Raraku y propuestas de mitigación

Rano Raraku actualmente se encuentra seco, y aunque este no ha sido un evento inédito en el periodo con observaciones ni tampoco a escala geológica, sus causas y duración no son comparables. La sequía que habría ocurrido entre 4300-800 cal yr BP sería causada por mínimos de insolación durante el verano austral, junto con el desplazamiento hacia el sur de las trayectorias

de tormentas debido a eventos de La Niña en el Pacífico Sur, es decir, se relaciona exclusivamente a fenómenos climáticos de gran escala. Por su parte, la sequía observada el año 1977 habría sido condicionada por un déficit hídrico en los años previos y gatillada por la extracción excesiva de agua para alimentar abrevaderos de animales. No obstante, la sequía actual estaría relacionada tanto a factores climáticos como antrópicos, generando una sequía meteorológica sostenida en los últimos 15 años. En este sentido, la sequía actual podría ser una señal local de un fenómeno climático de gran escala, que también se ha manifestado en Chile Central. De ser así, Boisier et al. (2016) apuntan que el principal factor que explica esta tendencia es la Oscilación Decadal del Pacífico (PDO), mientras que en menor medida parte del déficit de precipitaciones sería de origen antropogénico. A pesar de que el forzamiento antropogénico no es el principal factor que genera la megasequía, si se trata de un factor clave para explicar su ocurrencia y persistencia.

Como menciona Morales (2025), aunque el humedal se encuentra seco, se sitúa en un contexto climático propicio para la formación de un cuerpo de agua de características lacustres con profundidad intermedia a baja. Sin embargo, las forzantes antrópicas derivadas del cambio climático global cambian el escenario a uno con condiciones desfavorables, con una tendencia decreciente en las precipitaciones, las cuales representan la principal fuente de recarga del acuífero y ejercen un control determinante sobre el balance hidrológico del lago (Steiger et al., 2022).

Además, no se debe dejar de lado un factor que en estudios previos se ha omitido, posiblemente por la dificultad de cuantificar sus efectos: el estrés hídrico adicional que genera el consumo de agua por ganado. En este trabajo se estimó que el ganado sería capaz de consumir entre 6716-10220 m³/año de agua desde el humedal, equivalentes al volumen de agua que alberga la cuenca cuando el espejo alcanza 70-85 cm de altura. Con este antecedente, es posible afirmar que en el caso de estudio la forzante antrópica aportaría al descenso del nivel de agua desde el déficit de precipitaciones (cambio climático) y la extracción (actividad ganadera).

De acuerdo con los modelos de circulación general atmosférica (GCMs), ante un escenario pesimista (RCP 8.5), se proyecta que en el futuro cercano (2031-2060) la isla de Rapa Nui se vea afectada por una disminución de un 6.7% en la precipitación media anual y un aumento de 0.7°C en la temperatura media anual. Para fines del siglo XXI (2065-2100) se proyecta que la precipitación media disminuya entre un 24.3-29%, y que la temperatura media anual aumente en 1.9-2.1°C, por lo que se espera un aumento en la frecuencia e intensidad de las sequías (Aliaga, 2024; Sheldon, 2024).

Lo anterior concuerda en gran medida con lo señalado por el Centro de Ciencia del Clima y la Resiliencia (2020), quienes, basándose igualmente en GCMs, proyectan que bajo un escenario de altas emisiones de GEI (RCP 8.5), la isla experimentará un incremento medio de la temperatura de 1°C para mediados de siglo y un incremento de 2°C hacia 2100, afectando tanto a las temperaturas mínimas como máximas diurnas. Con respecto a las precipitaciones, esperan una disminución promedio de 25% hacia el año 2100 bajo el mismo escenario. En cambio, bajo un escenario de bajas emisiones de GEI (RCP 2.6), se proyecta un aumento de la temperatura de 0.5°C a mediados de siglo, manteniéndose prácticamente constante hasta finales de siglo.

Ante el escenario actual y las proyecciones futuras, urge la necesidad de instaurar medidas de mitigación que ayuden a apaciguar los efectos del cambio climático. Se sugiere como medida de mitigación inmediata la delimitación de áreas protegidas mediante cierres perimetrales, que

impidan el paso de ganado a Rano Raraku (e idealmente también en Rano Aroi, que también se encuentra seco) (GP Consultores Ltda., 2018), evitando el daño patrimonial y ecológico que provoca su libre circulación. La instalación del cerco podría proyectarse a unos 300 metros de las laderas externas de Rano Raraku, de manera de empalmarlo con el portón de acceso al circuito turístico. Su trazado alcanzaría una extensión total cercana a los 6 km. Como medida a mediano plazo, se sugiere la disminución del ganado de la isla, dado que independiente de la fuente de agua que los abastezca, todos los acuíferos de la isla están sufriendo un déficit hídrico que se mantendrá y potencialmente empeorará en el futuro próximo.

La situación actual del humedal Rano Raraku constituye una señal de alerta de lo frágil que resulta el medioambiente de la isla, y de las posibles consecuencias que le puedan afectar en un futuro próximo. La principal actividad económica de la isla es el turismo, el que ha experimentado un enorme crecimiento en las últimas décadas, lo que, si bien ha significado un efecto positivo en la economía local, ha traído consigo impactos ambientales negativos que podrían llevar a la isla a un colapso ambiental (Figueroa & Rotarou, 2016). Por ello, se refuerza la necesidad de tomar medidas cuanto antes, previo a que las consecuencias sean irreversibles.

Puede que las medidas de mitigación sean insuficientes para poder restaurar el humedal, ya que el escenario no es favorable para la restauración de este ecosistema a corto ni largo plazo en escala antrópica (hasta el año 2100), pero son necesarias para no empeorar la situación actual y retrasar la ocurrencia de consecuencias irreversibles. Aun así, a escala geológica, todo indica que esta no será la última vez que el cráter de Rano Raraku albergue un cuerpo de agua.

6. Conclusiones

Este trabajo logró reconstruir el balance hídrico del humedal Rano Raraku durante el Holoceno y el Último Máximo Glacial, analizando sus variaciones hidrológicas y los factores que las condicionan, con el fin de evaluar si el desecamiento actual constituye un evento anómalo o forma parte de la variabilidad climática natural.

Los resultados indican que el reanálisis ERA5 tiende a subestimar tanto las precipitaciones como el rango térmico diario. Asimismo, se comprobó que no representa adecuadamente la variabilidad interdiaria ni interanual, especialmente desde antes de 1980, cuando no existen suficientes observaciones que alimenten el reanálisis. Por esta razón se descartó su uso para alimentar las simulaciones, optando en su lugar por ajustar la serie de datos registrada por la estación Mataveri con las diferencias observadas respecto a la estación EISP para el periodo en común.

Del análisis climático basado en registros observacionales y reanálisis, se confirma la existencia de una variabilidad espacial de la precipitación dentro de la isla. Considerando la relación entre el clima local y el clima a gran escala, se determinó que la precipitación es mayoritariamente frontal y, en menor medida, convectiva, con frentes que provienen principalmente desde el N y el NW. Esto genera sombras pluviométricas que dividen la isla en un sector más húmedo hacia el norte y otro más seco hacia el sur, lo que explica la distribución espacial observada de la precipitación.

Además, se concluye que el régimen pluviométrico local está controlado por factores climáticos de gran escala, lo que sustenta el uso de simulaciones globales (modelo PMIP4) para ajustar las forzantes actuales de Rano Raraku a las condiciones climáticas del Holoceno Medio y del Último Máximo Glacial. Con ello, se obtienen los datos de entrada necesarios para las simulaciones paleohidrológicas.

Del análisis de múltiples registros de variaciones en el espejo de agua se desprende que el máximo nivel del lago habría alcanzado unos 27.5 m durante el LGM (Sáez et al., 2009; Horrocks et al., 2012; Argiriadis et al., 2021; Morales, 2025), nivel que no ha vuelto a repetirse. También se identificó un evento de sequía prolongada entre 4300-800 cal yr BP, a partir de un hiato sedimentario, aunque la duración de este evento pudo haber sido más breve. En este sentido, los testigos sedimentarios (y en particular el testigo RRS1), permitieron reconstruir de manera teórica las principales variaciones hidrológicas del humedal desde el Último Máximo Glacial hasta el presente.

En el último siglo, las observaciones *in situ* y las imágenes satelitales evidencian un evento de sequía en 1977, atribuido a un breve periodo con déficits hídricos, sumado a la extracción de agua mediante una cañería para abastecer de agua al ganado de la isla. Además, se identifica un sostenido descenso del nivel del lago desde el año 2012, relacionado a un déficit de precipitación desde el año 2010. En este mismo periodo la evapotranspiración de referencia ha excedido de manera consistente las tasas de precipitación anual.

Con estas mismas observaciones fue posible evaluar la representatividad de la ecuación de Hostetler (1995) para llevar a cabo las simulaciones de altura de lago, mostrando correlaciones entre 0.72-0.85 y sesgos de 0.53 y 0.29 m para los periodos sin y con el efecto de la sequía, respectivamente. Esto permitió reconstruir las fluctuaciones del nivel de agua del humedal durante el Holoceno Medio y el Último Máximo Glacial, obteniéndose niveles promedio de 2.36 m y 14.45

m respectivamente, los que concuerdan con los niveles teóricos. El análisis de atribución indicó que en ambos casos la precipitación aporta aproximadamente un 56% de la tasa de cambio del nivel de agua.

En conjunto, los resultados permiten concluir que el humedal muy probablemente se desecó producto de una sequía meteorológica sostenida, atribuible en parte a un fenómeno climático de gran escala de origen natural, pero intensificada y prolongada por forzantes antrópicas; es decir, por una marcada influencia del cambio climático antrópico. A ello se suma el impacto del libre pastoreo del ganado, que supone un estrés hídrico adicional. Mitigar este efecto requiere medidas urgentes, como el cierre perimetral del humedal y, a mediano plazo, la reducción de la carga ganadera. Si bien estas medidas pueden ser insuficientes para restaurar completamente este ecosistema, resultan necesarias para evitar un mayor deterioro. A escala geológica, sin embargo, es probable que esta no sea la última vez que Rano Raraku albergue un cuerpo de agua.

Finalmente, futuras investigaciones deberían abordar el clima de Rapa Nui de manera integral, considerando no solo la temperatura y la precipitación, sino también variables como el viento, presión atmosférica, humedad, etc. (Delcroix et al., 2022). Estos estudios deberían incorporar tanto la escala local como la sinóptica, incluyendo el efecto de fenómenos como el ENSO y la Oscilación Decadal del Pacífico sobre el clima insular. Por otra parte, futuros estudios podrían retomar la metodología presentada en este trabajo y aplicarla a los otros humedales de la isla: Rano Aroi y Rano Kau, diagnosticando su estado en el escenario actual.

Bibliografía

- Alamos y Peralta. (1992). *Recursos Hídricos de Isla de Pascua. Estudio de Regadío de Isla de Pascua I Etapa: Estudio Hidrogeológico.*
- Aliaga, J. P. (2024). *Evaluación de la incertidumbre en proyección de sequías en la isla rapa nui e impacto del método de estimación de la evapotranspiración, bajo escenario RCP 8,5.* Universidad de Chile.
- Allen, R. G., & Pereira, L. S. (1998). Crop evapotranspiration guidelines for computing crop requirements. FAO Irrig. Drain. Report modeling and application. En *Article in Journal of Hydrology*. <https://www.researchgate.net/publication/290988983>
- Argiriadis, E., Bortolini, M., Kehrwald, N. M., Roman, M., Turetta, C., Hanif, S., Erhenhi, E. O., Ramirez Aliaga, J. M., McWethy, D. B., Myrbo, A. E., Pauchard, A., Barbante, C., & Battistel, D. (2021). Rapa Nui (Easter Island) Rano Raraku crater lake basin: Geochemical characterization and implications for the Ahu-Moai Period. *PLoS ONE*, 16(10 October). <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0254793>
- Barría, P., Chadwick, C., Ocampo-Melgar, A., Galleguillos, M., Garreaud, R., Díaz-Vasconcellos, R., Poblete, D., Rubio-Álvarez, E., Poblete-Caballero, D., & Cramer, W. (2021). Water management or megadrought: what caused the Chilean Aculeo Lake drying? *Regional Environmental Change*, 21(1). <https://doi.org/10.1007/s10113-021-01750-w/Published>
- Beck, H. E., Pan, M., Roy, T., Weedon, G. P., Pappenberger, F., Van Dijk, A. I. J. M., Huffman, G. J., Adler, R. F., & Wood, E. F. (2019). Daily evaluation of 26 precipitation datasets using Stage-IV gauge-radar data for the CONUS. *Hydrology and Earth System Sciences*, 23(1), 207–224. <https://doi.org/10.5194/hess-23-207-2019>
- Boisier, J. P., Rondanelli, R., Garreaud, R. D., & Muñoz, F. (2016). Anthropogenic and natural contributions to the Southeast Pacific precipitation decline and recent megadrought in central Chile. *Geophysical Research Letters*, 43(1), 413–421. <https://doi.org/10.1002/2015GL067265>
- Bradley, R. S., D'Andrea, W. J., Diaz, H. F., & Ning, L. (2022). Climatology of Rapa Nui (Isla de Pascua, Easter Island). En V. Rull & C. Stevenson (Eds.), *The Prehistory of Rapa Nui (Easter Island)* (Vol. 22, pp. 259–274). Springer. https://doi.org/10.1007/978-3-030-91127-0_11
- Brown, J. R., Lengaigne, M., Lintner, B. R., Widlansky, M. J., van der Wiel, K., Dutheil, C., Linsley, B. K., Matthews, A. J., & Renwick, J. (2020). South Pacific Convergence Zone dynamics, variability and impacts in a changing climate. En *Nature Reviews Earth and Environment* (Vol. 1, Número 10, pp. 530–543). Springer Nature. <https://doi.org/10.1038/s43017-020-0078-2>
- Caballero Fernández, D., Salvador Franch, F., Padrón Padrón, P. A., & Salvà Catarineu, M. (2025). Uso de datos de reanálisis climático del ERA5 y el SPI para el estudio de las sequías (1941–1970) en El Hierro (Islas Canarias). *Investigaciones Geográficas*, 84, 89–112. <https://doi.org/10.14198/ingeo.29359>

- Cañellas-Boltà, N., Rull, V., Sáez, A., Margalef, O., Bao, R., Pla-Rabes, S., Blaauw, M., Valero-Garcés, B., & Giralt, S. (2013). Vegetation changes and human settlement of Easter Island during the last millennia: A multiproxy study of the Lake Raraku sediments. *Quaternary Science Reviews*, 72, 36–48. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2013.04.004>
- Cañellas-Boltà, N., Rull, V., Sáez, A., Margalef, O., Pla-Rabes, S., Valero-Garcés, B., & Giralt, S. (2016). Vegetation dynamics at Raraku Lake catchment (Easter Island) during the past 34,000 years. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 446, 55–69. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2016.01.019>
- Capotondi, A., Wittenberg, A. T., Newman, M., Di Lorenzo, E., Yu, J. Y., Braconnot, P., Cole, J., Dewitte, B., Giese, B., Guilyardi, E., Jin, F. F., Karnauskas, K., Kirtman, B., Lee, T., Schneider, N., Xue, Y., & Yeh, S. W. (2015). Understanding ENSO diversity. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 96(6), 921–938. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-13-00117.1>
- Carrasco, J. F., & Arena, J. Q. (1997). Descripción de las condiciones atmosféricas observadas en Chile durante 1997-2000 asociadas a El Niño-La Niña, Oscilación del Sur. En S. Avaria, J. Carrasco, J. Rutllant, & E. Yáñez (Eds.), *El Niño-La Niña 1997-2000. Sus Efectos en Chile*. (pp. 43–59). CONA.
- Centro de Ciencia del Clima y la Resiliencia. (2020). *Informe de Síntesis: Simulaciones climáticas regionales para el territorio insular Chileno*.
- Claría, M. (2010). *Caracterización Hidrogeológica de la Isla de Pascua*.
- CONAF Rapa Nui. (2023). *Voluntarios en apoyo del Humedal*. <https://volunteeringrapanui.org/voluntariado/>.
- Consejo de Monumentos Nacionales de Chile. (2019). *Parque Nacional Rapa Nui*. <https://www.monumentos.gob.cl/patrimonio-mundial/lista-actual/parque-nacional-rapa-nui>.
- Cristino, C., Vargas, P., & Izaurieta, R. (2001). *Guía de Campo Arqueológica - Moai/Pukao*. <https://www.isladepascua.uchile.cl/moai.html>.
- Cristino, Claudio. (1981). *Atlas arqueológico de Isla de Pascua* (Patricia. Vargas Casanova & Roberto. Izaurieta San Juan, Eds.) [Book]. Corporación Toesca.
- Custodio, E., & Llamas, M. (1986). *Hidrología Subterránea: Vol. Vol. 1-2* (Editorial Omega, Ed.).
- de Leeuw, J., Methven, J., & Blackburn, M. (2015). Evaluation of ERA-Interim reanalysis precipitation products using England and Wales observations. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 141(688), 798–806. <https://doi.org/10.1002/qj.2395>
- de Toledo, M. B., & Baulch, H. M. (2024). A landscape limnology approach to assessing controls on soluble reactive phosphorus in sediment porewater and internal loading risk. *Science of The Total Environment*, 953, 176012. <https://doi.org/10.1016/J.SCITOTENV.2024.176012>
- Delcroix, T., Michel, S. L. L., Swingedouw, D., Malaizé, B., Daniau, A. L., Abarca-del-Rio, R., Caley, T., & Sémaah, A. M. (2022). Clarifying the Role of ENSO on Easter Island Precipitation

Changes: Potential Environmental Implications for the Last Millennium. *Paleoceanography and Paleoclimatology*, 37(12). <https://doi.org/10.1029/2022PA004514>

Dumont, H. J., Cocquyt, C., Fontugne, M., Arnold, M., Reyss, J.-L., Bloemendal, J., Oldfield, F., Steenbergen, C. L. M., Korthals, H. J., & Zeeb, B. A. (1998). The end of moai quarrying and its effect on Lake Rano Raraku, Easter Island. *Journal of Paleolimnology*, 20, 409–422.

Dunn, R. K., & Dana, C. A. (2018). *Basic Geology of Rano Raraku, Easter Island (with focus on groundwater)*.

Dutch, S. (2024). *Anthropogenic climate change*. EBSCO Research Starters. <https://www.ebsco.com/research-starters/earth-and-atmospheric-sciences/anthropogenic-climate-change#full-article>

ECMWF. (2019). *ERA5-Land hourly data from 1950 to present*. <https://cds.climate.copernicus.eu/datasets/reanalysis-era5-land?tab=overview> .

Errol L. Montgomery & Associates, Inc. (2011). *Condiciones Hidrogeológicas Isla de Pascua, Chile*.

ESRI. (2025). *Cómo funcionan las funciones de base radial*. ArcGIS Pro (Geostatistical Analyst). <https://pro.arcgis.com/es/pro-app/latest/help/analysis/geostatistical-analyst/how-radial-basis-functions-work.htm#GUID-3F6EE7BD-30DE-494E-9007-B1519953A6CE>

Evans, E. (2017). *Reconstruction of human-environment interactions through multi-proxy characterization in lake sediments from Easter Island/ Rapa Nui*. Università Ca' Foscari Venecia.

Fahad, A. A., Burls, N. J., Swenson, E. T., & Straus, D. M. (2021). The Influence of South Pacific Convergence Zone Heating on the South Pacific Subtropical Anticyclone. *Journal of Climate*, 34(10), 3787–3798. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-20-0509.1>

FAO. (2006). *Evaporación del cultivo. Guías para la determinación de los requerimientos de agua de los cultivos. (Serie Riego y Drenaje No. 56)*. Organización de las Naciones Unidas para la Alimentación y la Agricultura (FAO).

Figueroa, E. B., & Rotarou, E. S. (2016). Sustainable development or eco-collapse: Lessons for tourism and development from easter Island. *Sustainability (Switzerland)*, 8(11). <https://doi.org/10.3390/su8111093>

Flenley, J. R., King, A. S. M., Teller, J. T., Prentice, M. E., Jackson, J., & Chew, C. (1991). The Late Quaternary vegetational and climatic history of Easter Island. *Journal of Quaternary Science*, 6, 85–115.

Flores-Aqueveque, V., Rojas, M., Aguirre, C., Arias, P. A., & González, C. (2020). South Pacific Subtropical High from the late Holocene to the end of the 21st century: insights from climate proxies and general circulation models. *Climate of the Past*, 16(1), 79–99. <https://doi.org/10.5194/cp-16-79-2020>

Foerster, R. (2021). Livestock in Rapa Nui an economic variable policy to consider. *Chungara*, 53(2), 359–373. <https://doi.org/10.4067/S0717-73562021005001001>

- Foulger, G. (2010). Plates vs. Plumes: A geological controversy. *Wiley-Blackwell*. <https://doi.org/10.1007/s00445-012-0606-0>
- Foulger, G. R. (2021). The Plate Theory for Volcanism. En D. Alderton & S. Elias (Eds.), *Encyclopedia of Geology* (Second Edition, Vol. 3, pp. 879–890). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-08-102908-4.00105-3>
- Garreaud, R. D., Alvarez-Garreton, C., Barichivich, J., Pablo Boisier, J., Christie, D., Galleguillos, M., LeQuesne, C., McPhee, J., & Zambrano-Bigiarini, M. (2017). The 2010–2015 megadrought in central Chile: Impacts on regional hydroclimate and vegetation. *Hydrology and Earth System Sciences*, 21(12), 6307–6327. <https://doi.org/10.5194/hess-21-6307-2017>
- Garreaud, R. D., Boisier, J. P., Rondanelli, R., Montecinos, A., Sepúlveda, H. H., & Veloso-Aguila, D. (2019). The Central Chile Mega Drought (2010–2018): A climate dynamics perspective. *International Journal of Climatology*, 40(1), 421–439. <https://doi.org/10.1002/joc.6219>
- Genz, J., & Hunt, T. L. (2003). *El Niño / Southern Oscillation and Rapa Nui Prehistory*. <https://kahualike.manoa.hawaii.edu/rnj/vol17/iss1/7>
- Gioncada, A., Gonzalez-Ferran, O., Lezzerini, M., Mazzuoli, R., Bisson, M., & Rapu, S. A. (2010). The volcanic rocks of Easter Island (Chile) and their use for the Moai sculptures. *European Journal of Mineralogy*, 22(6), 855–867. <https://doi.org/10.1127/0935-1221/2010/0022-2057>
- Gobierno de España. (2001). Real Decreto Legislativo 1/2001, de 20 de julio, por el que se aprueba el texto refundido de la Ley de Aguas. *Boletín Oficial del Estado*, núm. 176. <https://www.boe.es/eli/es/rdlg/2001/07/20/1/con>
- Gomis-Cebolla, J., Rattayova, V., Salazar-Galán, S., & Francés, F. (2023). Evaluation of ERA5 and ERA5-Land reanalysis precipitation datasets over Spain (1951–2020). *Atmospheric Research*, 284. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2023.106606>
- González-Ferrán, O., Mazzuoli, R., & Lahsen, A. (2004). *Geología del Complejo Volcánico Isla de Pascua-Rapa Nui, Chile. V Región-Valparaíso*.
- GP Consultores Ltda. (2018). *Diagnóstico hídrico preliminar y proposición red de monitoreo recursos hídricos, laguna del volcán Rano Raraku*.
- Gutiérrez, J. M., Jones, R. G., Narisma, G. T., Alves, L. M., Amjad, M., Gorodetskaya, I. V., Grose, M., Klutse, N. A. B., Krakovska, S., Li, J., Martínez-Castro, D., Mearns, L. O., Mernild, S. H., Ngo-Duc, T., van den Hurk, B., & Yoon, J. H. (2021). Atlas. En V. Masson-Delmotte, P. Zhai, A. Pirani, S. L. Connors, C. Péan, S. Berger, N. Caud, Y. Chen, L. Goldfarb, M. I. Gomis, M. Huang, K. Leitzell, E. Lonnoy, J. B. R. Matthews, T. K. Maycock, T. Waterfield, O. Yelekçi, R. Yu, & B. Zhou (Eds.), *Climate Change 2021 – The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* (pp. 1927–2058). Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/9781009157896.021>
- Haase, K. M., Stoffers, P., & Garbe-Schönberg, C. D. (1997). The Petrogenetic Evolution of Lavas from Easter Island and Neighbouring Seamounts, Near-ridge Hotspot Volcanoes in the SE Pacific. En *JOURNAL OF PETROLOGY* (Vol. 38).

- Hagen, R. A., Baker, N. A., Naar, D. F., & Hey, R. N. (1990). *A SeaMARC II Survey of Recent Submarine Volcanism Near Easter Island*.
- Hajdas, I. (2008). *Radiocarbon dating and its applications in Quaternary studies*.
- Hajdas, I., Ascough, P., Garnett, M. H., Fallon, S. J., Pearson, C. L., Quarta, G., Spalding, K. L., Yamaguchi, H., & Yoneda, M. (2021). Radiocarbon dating. En *Nature Reviews Methods Primers* (Vol. 1, Número 1). Springer Nature. <https://doi.org/10.1038/s43586-021-00058-7>
- Hajek, E., & Espinoza, G. A. (1987). *Meteorology, climatology and bioclimatology of the Chilean Oceanic Islands*.
- Halpern, D., & Reed, R. (1976). Heat Budget of the Upper Ocean Under Light Winds. *Journal of Physical Oceanography*, 6, 972–975.
- Hansen, G., & Stone, D. (2016). Assessing the observed impact of anthropogenic climate change. *Nature Climate Change*, 6(5), 532–537. <https://doi.org/10.1038/nclimate2896>
- Hegerl, G. C., Zwiers, F. W., Braconnot, P., Gillett, N. P., Luo, Y., Marengo Orsini, J. A., Nicholls, N., Penner, J. E., & Stott, P. A. (2007). Understanding and Attributing Climate Change. En S. Solomon, D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K. B. Averyt, M. Tignor, & H. L. Miller (Eds.), *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press.
- Heimhuber, V., Vos, K., Fu, W., & Glamore, W. (2021). InletTracker: An open-source Python toolkit for historic and near real-time monitoring of coastal inlets from Landsat and Sentinel-2. *Geomorphology*, 389. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2021.107830>
- Herdendorf, C. E. (1982). Large Lakes of the World. *Journal of Great Lakes Research*, 8(3), 379–412. [https://doi.org/10.1016/S0380-1330\(82\)71982-3](https://doi.org/10.1016/S0380-1330(82)71982-3)
- Herrera, C., & Custodio, E. (2008). Conceptual hydrogeological model of volcanic Easter Island (Chile) after chemical and isotopic surveys. *Hydrogeology Journal*, 16(7), 1329–1348. <https://doi.org/10.1007/s10040-008-0316-z>
- Herrera, C., Pincheira, M., Custodio, E., Araguás, L., & Velasco, G. (2004). El contenido en tritio de las aguas subterráneas de la Isla de Pascua, Chile, como una herramienta para calcular la recarga al acuífero volcánico. *Boletín Geológico y Minero*, 115, 299–310.
- Higgins, P. A., Palmer, J. G., Turney, C. S. M., Andersen, M. S., & Cook, E. R. (2020). One Thousand Three Hundred Years of Variability in the Position of the South Pacific Convergence Zone. *Geophysical Research Letters*, 47(17). <https://doi.org/10.1029/2020GL088238>
- Hoffmann, G., Rose-Meierhöfer, S., & Niemann, B. (2009). Water demand of horses and water consumption in horse husbandry. *Tierärztliche Umschau*, 64, 438–442.
- Hönisch, B., Hemming, N. G., Archer, D., Siddall, M., & McManus, J. F. (2009). Atmospheric Carbon Dioxide Concentration Across the Mid-Pleistocene Transition. *Science*, 324(5934), 1551–1554. <https://doi.org/10.1126/SCIENCE.1171477>

- Horrocks, M., Baisden, W. T., Flenley, J., Feek, D., Nualart, L. G., Haoa-Cardinali, S., & Gorman, T. E. (2012). Fossil plant remains at Rano Raraku, Easter Island's statue quarry: Evidence for past elevated lake level and ancient Polynesian agriculture. *Journal of Paleolimnology*, 48(4), 767–783. <https://doi.org/10.1007/s10933-012-9643-0>
- Hostetler, S. (1995). Hydrological and Thermal Response of Lakes to Climate: Description and Modeling. En A. Lerman, D. Imboden, & J. Gat (Eds.), *Physics and Chemistry of Lakes* (pp. 63–82). Springer. <https://doi.org/10.1007/978-3-642-85132-2>
- IANA. (2025). *Time Zone Database*. <https://www.iana.org/time-zones>
- INE. (2022). *VIII Censo Nacional Agropecuario y Forestal (CAF 2021) - Base de Datos*. Instituto Nacional de Estadísticas. <https://www.ine.gob.cl/estadisticas/economia/agricultura-agroindustria-y-pesca/censos-agropecuarios>
- IPCC. (2021). *Cambio Climático 2021. Bases físicas: Resumen para responsables de políticas. Contribución del Grupo de Trabajo I al Sexto Informe de Evaluación del Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático*. https://www.ipcc.ch/report/ar6/wg1/downloads/report/IPCC_AR6_WG1_SPM_Spanish.pdf
- IPCC. (2023). *Climate Change 2023: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* (Core Writing Team, H. Lee, & J. Romero, Eds.). Intergovernmental Panel on Climate Change. <https://doi.org/10.59327/IPCC/AR6-9789291691647>.
- Iturbide, M., Fernández, J., Gutiérrez, J. M., Pirani, A., Huard, D., Al Khourdajie, A., Baño-Medina, J., Bedia, J., Casanueva, A., Cimadevilla, E., Cofiño, A. S., De Felice, M., Diez-Sierra, J., García-Díez, M., Goldie, J., Herrera, D. A., Herrera, S., Manzanas, R., Milovac, J., ... Yelekçi, Ö. (2022). Implementation of FAIR principles in the IPCC: the WGI AR6 Atlas repository. *Scientific Data*, 9(1), 629. <https://doi.org/10.1038/s41597-022-01739-y>
- Jenny, B., Wilhelm, D., & Valero-Garcés, B. L. (2003). The Southern Westerlies in Central Chile: Holocene precipitation estimates based on a water balance model for Laguna Aculeo (33°50'S). *Climate Dynamics*, 20(2–3), 269–280. <https://doi.org/10.1007/s00382-002-0267-3>
- Kim, M. G., Seo, I., & Hyeong, K. (2024). Response of the Central Pacific Intertropical Convergence Zone to Northern Hemisphere Cooling During the Last Glacial Maximum and Heinrich Stadial 1. *Geophysical Research Letters*, 51(4). <https://doi.org/10.1029/2023GL105915>
- Kirch, P. V. (1997). *Microcosmic Histories Island Perspectives on “Global” Change*.
- Lima, M., Gayo, E. M., Latorre, C., Santoro, C. M., Estay, S. A., Cañellas-Boltà, N., Margalef, O., Giralt, S., Sáez, A., Pla-Rabes, S., & Chr. Stenseth, N. (2020). Ecology of the collapse of Rapa Nui society. *Proceedings of the Royal Society B: Biological Sciences*, 287(1929). <https://doi.org/10.1098/rspb.2020.0662>
- Loulergue, L., Schilt, A., Spahni, R., Masson-Delmotte, V., Blunier, T., Lemieux, B., Barnola, J. M., Raynaud, D., Stocker, T. F., & Chappellaz, J. (2008). Orbital and millennial-scale features

- of atmospheric CH₄ over the past 800,000 years. *Nature*, 453(7193), 383–386. <https://doi.org/10.1038/nature06950>
- Magny, M. (1992). Holocene lake-level fluctuations in Jura and the northern subalpine ranges, France: regional pattern and climatic implications. *Boreas*, 21, 319–334. <https://doi.org/https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.1992.tb00038.x>
- Magny, M., Vanni  re, B., de Beaulieu, J. L., B  geot, C., Heiri, O., Millet, L., Peyron, O., & Walter-Simonnet, A. V. (2007). Early-Holocene climatic oscillations recorded by lake-level fluctuations in west-central Europe and in central Italy. *Quaternary Science Reviews*, 26(15–16), 1951–1964. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2006.04.013>
- Mann, D., Chase, J., Edwards, J., Beck, W., Reanier, R., & Mass, M. (2003). Prehistoric Destruction of the Primeval Soils and Vegetation of Rapa Nui (Isla de Pascua, Easter Island). En J. Loret & J. T. Tanacredi (Eds.), *Easter Island*. Springer. https://doi.org/https://doi.org/10.1007/978-1-4615-0183-1_9
- Mann, D., Edwards, J., Chase, J., Beck, W., Reanier, R., Mass, M., Finney, B., & Loret, J. (2008). Drought, vegetation change, and human history on Rapa Nui (Isla de Pascua, Easter Island). *Quaternary Research*, 69(1), 16–28. <https://doi.org/10.1016/j.yqres.2007.10.009>
- Mantua, N., & Hare, S. (2002). The Pacific Decadal Oscillation. *Journal of Oceanography*, 58, 35–44. <https://doi.org/10.1023/A:1015820616384>
- Margalef, O., Cañellas-Bolt  , N., Pla-Rabes, S., Giralt, S., Pueyo, J. J., Joosten, H., Rull, V., Buchaca, T., Hernández, A., Valero-Garcés, B. L., Moreno, A., & Sáez, A. (2013). A 70,000 year multiproxy record of climatic and environmental change from Rano Aroi peatland (Easter Island). *Global and Planetary Change*, 108, 72–84. <https://doi.org/10.1016/J.GLOPLACHA.2013.05.016>
- Margalef, O., Martínez Cortizas, A., Kylander, M., Pla-Rabes, S., Cañellas-Bolt  , N., Pueyo, J. J., Sáez, A., Valero-Garcés, B. L., & Giralt, S. (2014). Environmental processes in Rano Aroi (Easter Island) peat geochemistry forced by climate variability during the last 70kyr. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 414, 438–450. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2014.09.025>
- Markwick, G. (2007). *Water requirements for sheep and cattle*.
- Mcphaden, M. J. (1999). Genesis and Evolution of the 1997-98 El Niño. *Science*, 283(5404), 950–954. <https://www.science.org/doi/epdf/10.1126/science.283.5404.950>
- MOP-DV. (2017). *Manual de Carreteras, Volumen N  o3, Instrucciones y criterios de diseño*.
- Morales, R. (2025). *Reconstrucción Paleoclim  tica del Humedal Rano Raraku (Rapa Nui) desde el Pleistoceno Tardío*. Universidad de Chile.
- Morgan, W. J. (1971). Convection Plumes in the Lower Mantle. *Nature*, 230, 42–43.
- Mulloy, W. (1974). Contemplate the Navel of the World. *Americas*, 26(4).

- Naciones Unidas. (1992). *Convención Marco de las Naciones Unidas sobre el Cambio Climático: Texto con Anexos*. https://unfccc.int/sites/default/files/convention_text_with_annexes_spanish_for_posting.pdf
- Németh, K., & Kósik, S. (2020). Review of explosive hydrovolcanism. En *Geosciences (Switzerland)* (Vol. 10, Número 2). MDPI AG. <https://doi.org/10.3390/geosciences10020044>
- ODEPLAN. (1968). *Bases para un plan de desarrollo de la Isla de Pascua*.
- ODEPLAN. (1971). *Plan sexenal de desarrollo de la Isla de Pascua 1971-1976*.
- Pilger, R. H., & Handschumacher, D. W. (1981). The fixed- hotspot hypothesis and origin of the Easter- Sala y Gomez-Nazca trace. *Geological Society of America Bulletin*, 92(7 pt1), 437–446. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1981\)92<437:tfhao>2.0.co;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1981)92<437:tfhao>2.0.co;2)
- Pincheira, M. (2003). *Caracterización isotópica de las aguas subterráneas de Isla de Pascua (Rapa Nui), Chile*.
- Poveda, G., & Mesa, Ó. J. (1996). *Las fases extremas del fenómeno ENSO (El Niño y La Niña) y su influencia sobre la hidrología de Colombia*.
- Price, J. F., Weller, R. A., & Pinkel, R. (1986). Diurnal Cycling: observations and models of the upper ocean response to diurnal heating, cooling, and wind mixing. *Journal of Geophysical Research*, 91(C7), 8411–8427. <https://doi.org/10.1029/jc091ic07p08411>
- Pujador, A., Teutsch, P., & Amorós, F. (1985). *Isla de Pascua o Rapa-Nui [Material cartográfico]: (República de Chile) / Mapa formado a base de topografía procedente del Servicio Aeroftogramétrico de la Fuerza Aérea de Chile y del Instituto Geográfico de la Armada, bajo la dirección técnica de Antoni Pujador, Pablo Teutsch y Francesc Amorós*. Alpina.
- Puleston, C. O., Ladefoged, T. N., Haoa, S., Chadwick, O. A., Vitousek, P. M., & Stevenson, C. M. (2017). Rain, sun, soil, and sweat: A consideration of population limits on Rapa Nui (Easter Island) before European contact. *Frontiers in Ecology and Evolution*, 5(JUL). <https://doi.org/10.3389/fevo.2017.00069>
- Radio Duna. (2018). *Ninoska Huke | Jefa provincial CONAF Isla de Pascua en Aire Fresco* [Video recording]. YouTube. <https://www.youtube.com/watch?v=GNA05RZJcNk>
- Rae, J. W. B., Zhang, Y. G., Liu, X., Foster, G. L., Stoll, H. M., & Whiteford, R. D. M. (2021). Atmospheric CO₂ over the past 66 million years from marine archives. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 49(Volume 49, 2021), 609–641. <https://doi.org/10.1146/ANNUREV-EARTH-082420-063026/1>
- Ray, J. S., Mahoney, J. J., Duncan, R. A., Ray, J., Wessel, P., & Naar, D. F. (2012). Chronology and geochemistry of lavas from the Nazca Ridge and Easter Seamount Chain: An ~30 myr hotspot record. *Journal of Petrology*, 53(7), 1417–1448. <https://doi.org/10.1093/petrology/egs021>
- Richardson, D. C., Holgerson, M. A., Farragher, M. J., Hoffman, K. K., King, K. B. S., Alfonso, M. B., Andersen, M. R., Cheruveil, K. S., Coleman, K. A., Farruggia, M. J., Fernandez, R. L., Hondula, K. L., López Moreira Mazacotte, G. A., Paul, K., Peierls, B. L., Rabaey, J. S., Sadro, S., Sánchez, M. L., Smyth, R. L., & Sweetman, J. N. (2022). A functional definition to

- distinguish ponds from lakes and wetlands. *Scientific Reports*, 12(1). <https://doi.org/10.1038/s41598-022-14569-0>
- Rodrigo, C., Díaz, J., & González-Fernández, A. (2014). Origen del Alineamiento Submarino de Pascua: morfología y lineamientos estructurales. *Latin American Journal of Aquatic Research*, 42(4), 857–870. <https://doi.org/10.3856/vol42-issue4-fulltext-12>
- Rojas-Agramonte, Y., Pardo, N., van Hinsbergen, D. J. J., Winter, C., Marroquín-Gómez, M. P., Liu, S., Gerdes, A., Albert, R., Wu, S., & García-Casco, A. (2024). Zircon Xenocrysts From Easter Island (Rapa Nui) Reveal Hotspot Activity Since the Middle Jurassic. *AGU Advances*, 5(5). <https://doi.org/10.1029/2024AV001351>
- Rosenzweig, C., & Neofotis, P. (2013). Detection and attribution of anthropogenic climate change impacts. *Wiley Interdisciplinary Reviews: Climate Change*, 4(2), 121–150. <https://doi.org/10.1002/wcc.209>
- Royal Eijkelkamp. (2024). *Peat sampler set*. <https://www.royaleijkelkamp.com/products/augers-samplers/soil-samplers/profile-samplers/peat-sampler-set/#section-downloads>.
- Rull, V. (2016). The EIRA database: Glacial to holocene radiocarbon ages from Easter Island's sedimentary records. *Frontiers in Ecology and Evolution*, 4(APR). <https://doi.org/10.3389/fevo.2016.00044>
- Rull, V. (2022). Prehistoric Paleoenvironment of Easter Island. En V. Rull & C. Stevenson (Eds.), *The Prehistory of Rapa Nui (Easter Island)* (Vol. 22, pp. 275–309). Springer. https://doi.org/10.1007/978-3-030-91127-0_5
- Sáez, A., Valero-Garcés, B. L., Giralt, S., Moreno, A., Bao, R., Pueyo, J. J., Hernández, A., & Casas, D. (2009). Glacial to Holocene climate changes in the SE Pacific. The Raraku Lake sedimentary record (Easter Island, 27°S). *Quaternary Science Reviews*, 28(25–26), 2743–2759. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2009.06.018>
- SAF. (1968). *Isla de Pascua Rapa Nui [material cartográfico]: Levantamiento ejecutado por el Servicio Aerofotogramétrico de La Fuerza Aérea de Chile*.
- Sagero, P. O., Pratap, A., Magiri, R., Ongoma, V., & Okello, P. (2024). Validation of ERA5 rainfall data over the South Pacific Region: case study of Fiji Islands. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 136(4). <https://doi.org/10.1007/s00703-024-01025-z>
- Sánchez, F. J. (2022). *Hidrología Superficial y Subterránea* (2^a ed.). Kindle Direct Publishing. <http://hidrologia.usal.esPág.1>
- Schilt, A., Baumgartner, M., Blunier, T., Schwander, J., Spahni, R., Fischer, H., & Stocker, T. F. (2010). Glacial-interglacial and millennial-scale variations in the atmospheric nitrous oxide concentration during the last 800,000 years. *Quaternary Science Reviews*, 29(1–2), 182–192. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2009.03.011>
- Seneviratne, S. I., Zhang, X., Adnan, M., Badi, W., Dereczynski, C., Di Luca, A., Ghosh, S., Iskandar, I., Kossin, J., Lewis, S., Otto, F., Pinto, I., Satoh, M., Vicente-Serrano, S. M., Wehner, M., & Zhou, B. (2023). Weather and Climate Extreme Events in a Changing Climate.

- En V. Masson-Delmotte, P. Zhai, A. Pirani, S. L. Connors, C. Péan, S. Berger, N. Caud, Y. Chen, L. Goldfarb, M. I. Gomis, M. Huang, K. Leitzell, E. Lonnoy, J. B. R. Matthews, T. K. Maycock, T. Waterfield, O. Yelekçi, R. Yu, & B. Zhou (Eds.), *Climate Change 2021 – The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* (pp. 1513–1766). Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/9781009157896.013>
- Sepúlveda, F., & Lara, L. (2015). *Geoquímica y Evolución Geológica de los Volcanes Ancestrales Rano Kau Y Poike, Isla de Pascua, Chile.*
- Shaw, T. A., Baldwin, M., Barnes, E. A., Caballero, R., Garfinkel, C. I., Hwang, Y. T., Li, C., O’Gorman, P. A., Rivière, G., Simpson, I. R., & Voigt, A. (2016). Storm track processes and the opposing influences of climate change. En *Nature Geoscience* (Vol. 9, Número 9, pp. 656–664). Nature Publishing Group. <https://doi.org/10.1038/ngeo2783>
- Sheldon, D. R. (2024). *Proyecciones de sequía en la Isla de Rapa Nui usando series GCM escalados con el método estadístico multivariado MBCn bajo un escenario pesimista SSP.* Universidad de Chile.
- Sheridan, M. F., & Wohletz, K. H. (1983). Explosive Volcanism. En *Journal of Volcanology and Geothermal Research* (Vol. 17).
- Sobek, S. (2011). Predicting the depth and volume of lakes from map-derived parameters. *Inland Waters*, 1(3), 177–184. <https://doi.org/10.5268/iw-1.3.426>
- Soci, C., Hersbach, H., Simmons, A., Poli, P., Bell, B., Berrisford, P., Horányi, A., Muñoz-Sabater, J., Nicolas, J., Radu, R., Schepers, D., Villaume, S., Haimberger, L., Woollen, J., Buontempo, C., & Thépaut, J. N. (2024). The ERA5 global reanalysis from 1940 to 2022. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 150(764), 4014–4048. <https://doi.org/10.1002/qj.4803>
- Sokolov, A. A., & Chapman, T. G. (1974). *Métodos de cálculo del balance hídrico. Guía internacional de investigación y métodos.*
- Steiger, N. J., D’Andrea, W. J., Smerdon, J. E., & Bradley, R. S. (2022). Large infrequent rain events dominate the hydroclimate of Rapa Nui (Easter Island). *Climate Dynamics*, 59(1–2), 595–608. <https://doi.org/10.1007/s00382-022-06143-1>
- Stramma, L., Cornillon, P., Weller, R. A., Price, J. F., & Briscoe, M. G. (1986). Large Diurnal Sea Surface Temperature Variability: Satellite and In Situ Measurements. *Journal of Physical Oceanography*, 16(5), 827–837. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1986\)016<0827:ldsstv>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1986)016<0827:ldsstv>2.0.co;2)
- Thomas, A., Baptiste, A., Martyr-Koller, R., Pringle, P., & Rhiney, K. (2020). Climate Change and Small Island Developing States. *Annual Review of Environment and Resources*, 45, 1–27. <https://doi.org/10.1146/annurev-environ-012320>
- Ufimtseva, M., & Kuznetsov, S. (2023). Remote sensing data for monitoring water mirror of lake ecosystems. *E3S Web of Conferences*, 371. <https://doi.org/10.1051/e3sconf/202337106028>

- UNESCO. (1982). *Guía metodológica para la elaboración del balance hídrico de América del Sur*.
- UNESCO. (2023a). *Informe diagnóstico de conservación Proyecto Fondo de Emergencia para el Patrimonio*. https://articles.unesco.org/sites/default/files/medias/fichiers/2024/05/uns-ranoraraku_diagnostico-04.pdf
- UNESCO. (2023b). *Informe medioambiental. Evaluación de daños por incendio en el patrimonio natural de Rano Raraku*. https://articles.unesco.org/sites/default/files/medias/fichiers/2024/05/uns-ranoraraku_informe-03.pdf
- Valdés-Pineda, R., Garcia-Chevesich, P. A., Alaniz, A. J., Venegas-Quiñonez, H., Valdés, J. B., & Pizarro, R. (2022). The Impact of a Lack of Government Strategies for Sustainable Water Management and Land Use Planning on the Hydrology of Water Bodies: Lessons Learned from the Disappearance of the Aculeo Lagoon in Central Chile. *Sustainability (Switzerland)*, 14(1). <https://doi.org/10.3390/su14010413>
- Vezzoli, L., & Acocella, V. (2009). Easter Island, SE Pacific: An end-member type of hotspot volcanism. *Bulletin of the Geological Society of America*, 121(5–6), 869–886. <https://doi.org/10.1130/B26470.1>
- Wachsmann, S., & Morris, J. (2015). *Rano Raraku Lake Depths. INA/EISP Rano Raraku Crater Lake Survey*.
- Waliser, D. E., & Jiang, X. (2015). Tropical Meteorology and Climate: Intertropical Convergence Zone. En *Encyclopedia of Atmospheric Sciences: Second Edition* (pp. 121–131). Elsevier Inc. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-382225-3.00417-5>
- Wohletz, K., & Sheridan, M. (1983). Hydrovolcanic Explosions II. Evolution of basaltic tuff rings and tuff cones. *American Journal of Science*.
- Xin, Y., Lu, N., Jiang, H., Liu, Y., & Yao, L. (2021). Performance of ERA5 reanalysis precipitation products in the Guangdong-Hong Kong-Macao greater Bay Area, China. *Journal of Hydrology*, 602. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2021.126791>
- Xu, H. (2006). Modification of normalised difference water index (NDWI) to enhance open water features in remotely sensed imagery. *International Journal of Remote Sensing*, 27(14), 3025–3033. <https://doi.org/10.1080/01431160600589179>
- Zhang, G., Ran, Y., Wan, W., Luo, W., Chen, W., Xu, F., & Li, X. (2021). 100 years of lake evolution over the Qinghai-Tibet Plateau. *Earth System Science Data*, 13(8), 3951–3966. <https://doi.org/10.5194/essd-13-3951-2021>
- Zúñiga, C. (2022). *Petrogénesis y evolución magmática del volcán Terevaka, Isla de Pascua, Rapa Nui, Chile*.

Anexo

Cálculo de la radiación extraterrestre para períodos diarios (*Ra*)

Según Allen & Pereira (1998) y la FAO (2006), la radiación diaria para cada día del año y para distintas latitudes se puede calcular con la constante solar, la declinación solar y la época del año con la siguiente ecuación:

$$Ra = \frac{24 * 60}{\pi} G_{sd} d_r [\omega_s \sin(\varphi) \sin(\delta) + \cos(\varphi) \cos(\delta) \sin(\omega)]$$

Donde:

Ra: radiación extraterrestre [MJ m⁻² día⁻¹].

G_{sd}: constante solar = 0,082 MJ m⁻² min⁻¹.

d_r: distancia relativa inversa Tierra-Sol.

ω_s: ángulo de radiación a la puesta del sol [rad].

φ: latitud [rad].

δ: declinación solar [rad].

En la ecuación anterior se obtiene *Ra* expresado en MJ m⁻² día⁻¹. La evaporación equivalente en mm día⁻¹ se obtiene multiplicando *Ra* por 0.408. La latitud (*φ*) expresada en radianes es positiva para el hemisferio norte y negativa para el hemisferio sur. Para convertir de grados decimales a radianes se emplea la fórmula:

$$[\text{radianes}] = \frac{\pi}{180} [\text{grados decimales}]$$

La distancia relativa inversa Tierra-Sol (*d_r*) y la declinación solar (*δ*) están dadas por:

$$d_r = 1 + 0.033 * \cos\left(\frac{2\pi}{365} J\right)$$

$$\delta = 0.409 * \sin\left(\frac{2\pi}{365} J - 1.39\right)$$

Donde *J* es el número del día en el año entre 1 (1 de enero) y 365 o 366 (31 de diciembre).

El ángulo de radiación a la hora de la puesta del sol (*ω_s*) viene dada por:

$$\omega_s = \arccos [-\tan(\varphi) \tan(\delta)]$$