



UNIVERSIDAD DE CHILE
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS
DEPARTAMENTO DE INGENIERÍA CIVIL

APLICACIÓN DE HERRAMIENTAS DE PERCEPCIÓN REMOTA PARA LA
DETERMINACIÓN DEL BALANCE HÍDRICO EN HUMEDALES ALTIPLÁNICOS

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE INGENIERO CIVIL

ABEL ALEXIS MUÑOZ RETAMAL

PROFESOR GUÍA:
CAROLINA MERUANE NARANJO

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:
ALBERTO DE LA FUENTE STRANGER
YARKO NIÑO CAMPOS

Este trabajo ha sido parcialmente financiado por el proyecto Fondecyt 1140821

SANTIAGO DE CHILE
2017

RESUMEN DE LA MEMORIA PARA OPTAR
AL TÍTULO DE INGENIERO CIVIL
POR: ABEL ALEXIS MUÑOZ RETAMAL
FECHA: 2017
PROF. GUÍA: SRA. CAROLINA MERUANE NARANJO

APLICACIÓN DE HERRAMIENTAS DE PERCEPCIÓN REMOTA PARA LA DETERMINACIÓN DEL BALANCE HÍDRICO EN HUMEDALES ALTIPLÁNICOS

Los humedales altiplánicos corresponden a sistemas acuáticos complejos que se generan en cuencas endorreicas. Se componen normalmente por una laguna somera de alta salinidad, un bofedal y cursos naturales, principalmente formados por afloramientos de agua subterránea. Estos sistemas tienen particularidades únicas, asociadas a las condiciones climáticas y geográficas extremas que posee la región del Altiplano, caracterizándose por tener una alta biodiversidad y riqueza endémica. Sin embargo, han sido declarados como ecosistemas frágiles ante factores como el cambio climático y la minería. Lo anterior hace relevante el estudio y la conservación de estos sistemas debido al alto valor ecológico, científico y cultural que poseen. Lamentablemente, en la región Altiplánica existe poca información de monitoreo climático, y ésta, a su vez es acotada en el tiempo y espacio, de manera que los productos satelitales y los reanálisis atmosféricos se presentan como una herramienta útil para subsanar esta falta de información.

En este trabajo se desarrolla una metodología que permite estimar el balance hídrico en humedales altiplánicos a partir de productos satelitales y reanálisis atmosféricos. Para lo anterior se utilizó el modelo propuesto por de la Fuente & Niño (2010), el cual permitió calcular el caudal afluente a los cuerpos de agua en los salares a partir de la evaporación potencial, superficie de los cuerpos de agua y salinidad de los aportes. La evaporación potencial se obtuvo mediante el uso del método aerodinámico a nivel horario propuesto por Thornthwaite & Holzman (1939), utilizando como forzantes la temperatura del aire, la humedad relativa, y el viento proveniente de los reanálisis atmosféricos ERA-Interim, además de la temperatura del aire calibrada mediante el producto LST MODIS. Por otro lado, la superficie de los cuerpos de agua se obtuvo a través del análisis automatizado de las imágenes de Landsat 5 y Landsat 8, haciendo uso del índice NDWI. Esta metodología se aplicó en el Salar del Huasco y Salar de Coposa, los cuales fueron escogidos principalmente por su contraste en términos de intervención antrópica. Finalmente, se analizó la precipitación de la zona mediante el producto TRMM-TMPA y su relación con el fenómeno del Niño-Oscilación Sur.

Mediante la aplicación de esta metodología se logró observar la alta dependencia al nivel freático de los salares, además de los perjuicios en la disponibilidad hídrica por la sobreexplotación de los acuíferos de la zona y la lenta recuperación de estos sistemas. Mediante las herramientas implementadas se logró representar de manera adecuada la evolución y tendencia temporal de la superficie de los cuerpos de agua en los salares, así como la temperatura del aire y la humedad relativa. No obstante, ERA-Interim subestima significativamente la variabilidad del viento, limitando la correcta modelación de la evaporación potencial de la zona. Por otra parte, TRMM-TMPA mostró ser una herramienta útil para conocer la estacionalidad de la precipitación, pero presenta dificultades en reproducir su variabilidad.

En general, los productos satelitales y de reanálisis presentaron un buen comportamiento, a pesar de sus limitaciones de resolución espacial. Sin embargo, para el mejoramiento en el uso de estos productos, se hace indispensable una buena red de monitoreo para calibrar esta información y mejorar así la reconstrucción de las series climáticas históricas. En particular, la medición del viento, parámetro que generalmente se excluye en los estudios, resultó ser fundamental para la estimación de la variabilidad histórica del balance hídrico en salares.

“Es inconcebible una revolución que no desemboque en la alegría”

Julio Cortázar

Agradecimientos

A mi familia por todo el apoyo brindado durante esta etapa llamada universidad. Gracias vieja por tu infinito cariño, carisma y humildad, por estar siempre presente. Gracias viejo por tu sabiduría, consejos y sermones. Ambos lograron hacer que en todos estos años casi mi única preocupación fueran mis estudios, entiendo lo difícil que fue, así que se los agradezco enormemente. Gracias Camila por aguantarme y comprender mis ausencias y manías. Gracias a mi Tata, por aquellas conversas y enseñanzas... “Dedicarme al lápiz y no tañar en la vida”.

A los profes Carolina y Beto por la oportunidad de trabajar en esta memoria. En particular, quisiera agradecer a Carolina por la motivación y paciencia que entregó a lo largo de todo este trabajo. Gracias por el tiempo dedicado, por su buena disposición a enseñar y resolver mis dudas. Su apoyo fue muy importante. Agradecer también al proyecto Fondecyt 1140821 por el financiamiento otorgado para la realización de esta memoria.

A Katy y Daniel por el generoso apoyo que me regalaron. Ustedes, quizás, son los grandes responsables de que estudiara ingeniería, y no solo de la motivación, sino también de mi entrada a esta universidad y mi turbulenta permanencia. Miro hacia atrás y no saben cuánto les agradezco que estuviesen ahí, ayudándome siempre.

A la gente de Civil. A los roedores Michelle, Enzo, Pauli, Fari, Mago y Pamelits, con los cuales me pasé la vida. Homenaje a ese equipazo, gracias por todo el apañe y buena onda vertida en momentos en que las circunstancias no eran las más gratas. Le deseo a cada uno la mejor de las suertes en las nuevas etapas que están comenzando. Mención especial al Entz por hacer menos dura mi vida en el exilio. Agradecer a la gente de la 340, la oficina más “durritzima”. En especial a Pancho J., por todo el apañe que me diste durante esta memoria, pero por sobretodo, gracias por las sobrias conversas metafísicas, inútiles pero necesarias que compartimos. A Prutzla por cada una de las truculencias y por ser el gran y más mítico Capitán. Gracias también a la Jacqui, no solo por los chaqueteos, sino más bien por toda la buena onda, energía y fuerza que me inspiraste en este último tiempo.

A los amigos de la vida, los siempre presentes. Edu, por ser el hermano más copado que he tenido, hoy al sur del mundo y más presente que nunca. Franco por tu brutal y honesta amistad. Feña, compañero siempre: desde los potreros al mundo. Tomás, por ser un tipo increíble, el más tranqui de todos. Mirlo, por los viajes y por traerme la alegría sureña a la ciudad. Paolo, por esta melo-culto-cinéfila amistad con incierto período de retorno.

A los que acompañaron distintos e inolvidables momentos en estos años. Gracias a los Bachis: al Toti por el apañe durante los primeros años, a Francisco por sus mágicas soluciones computinas y al Mati por las buenas conversas en el Patio de los Naranjos. A la gente del PEAB: Diego, Natalia y Edu, qué grupazo, ahí aportando nuestro granito de arena. A la gente de los TTVV de la FECH, cuánto aprendizaje me llevé cada verano! A la Rama de Natación: a todos los profes y compañeros que me enseñaron y motivaron a practicar este deporte. Gracias también a la gente del preu Jesús Obrero por animar esta última etapa de la U. Gracias a la Minguita de Indepe por el cable a tierra.

La vida se construye de circunstancias más o menos elegidas. Ésta, la de estudiar en la Universidad de Chile, ha sido una de las más importantes de mi vida. Estoy muy agradecido por todo lo que he aprendido y crecido como persona en toda mi estadía en la U... Finalmente, quiero agradecer a las/los que lucharon, para que gente como yo, pudiese vivir circunstancias como esta completamente gratis.

Tabla de contenido

1. Introducción	1
1.1. Motivación	1
1.2. Objetivos	2
1.2.1. Objetivo general	2
1.2.2. Objetivos específicos	2
1.3. Organización del informe	3
2. Revisión de antecedentes	4
2.1. Principales características climáticas, geográficas y morfológicas que controlan el balance hídrico en los humedales de la región del Altiplano	4
2.2. Herramientas de percepción remota y reanálisis	11
2.2.1. Reanálisis atmosféricos	11
2.2.2. Modelo de elevación digital	13
2.2.3. Imágenes multiespectrales	14
2.2.4. Imágenes con post-procesamiento	16
2.2.5. Combinación de información multisatelital	17
3. Propuesta metodológica para la estimación del balance hídrico	19
3.1. Modelo conceptual	20
3.2. Estimación del área de las lagunas	21
3.3. Estimación de la evaporación potencial	22
3.4. Estimación de la salinidad afluente a las lagunas	24
3.5. Estimación de la precipitación	24
3.6. Validación de resultados	25
3.6.1. Coeficiente de correlación de Pearson	25
3.6.2. Raíz del Error Cuadrático Medio	25
3.6.3. Error Medio Absoluto	26
4. Aplicación de metodología	27
4.1. Selección de humedales e información recopilada	27
4.1.1. Criterios de selección	27
4.1.2. Catastro de estaciones	28
4.1.3. Selección de humedales	30
4.1.4. Recopilación de información	32
4.2. Estimación de la superficie de los cuerpos de agua	35
4.2.1. Ajuste del índice NDWI	35

4.2.2.	Procesamiento de imágenes Landsat	37
4.2.3.	Cálculo de la superficie de agua en los salares	38
4.3.	Estimación de la evaporación potencial	40
4.3.1.	Normalización de variables a nivel horario	41
4.3.2.	Uso y calibración de forzantes	41
4.3.3.	Cálculo de la evaporación potencial	48
4.4.	Estimación de la salinidad	51
4.5.	Estimación del caudal afluente a los salares	51
4.5.1.	Caudal afluente obtenido mediante observaciones	53
4.5.2.	Cálculo de la evaporación a partir de un caudal afluente constante	55
4.6.	Estimación y análisis de la precipitación	55
4.6.1.	Calibración de TRMM	56
4.6.2.	Comparación precipitación entre enero y marzo	58
4.6.3.	Comparación de la precipitación y el caudal afluente a los salares	59
4.6.4.	Relación entre la precipitación y el fenómeno del Niño-Oscilación Sur	61
5.	Discusión	63
5.1.	Cálculo de la superficie de los cuerpos de agua	63
5.2.	Cálculo de la evaporación	65
5.3.	Cálculo del caudal afluente	66
5.4.	Cálculo y análisis de la precipitación	67
6.	Conclusiones	70
	Bibliografía	73
	Anexos	78
A.	Catastro de información	79
A.1.	Información meteorológica	80
A.2.	Inventario de humedales en el norte.	87

Índice de tablas

2.1. Conjunto de datos de reanálisis actuales guardados en la plataforma PSD con su respectiva resolución vertical y espacial (Smith et al., 2014).	12
2.2. Características de las misiones Landsat. Adaptado de NASA (2010) y USGS (2016).	15
2.3. Nivel de procesamiento a los productos de MODIS (Wolfe et al., 1998).	17
4.1. Resultados obtenidos del ajuste del índice NDWI para Landsat 5 y Landsat 8.	36
4.2. Estadísticos de la serie temporal de áreas en los salares, para distintos períodos de análisis.	40
4.3. Comparación de la cantidad de datos registrados para los productos de MODIS utilizados y la combinación del uso de ellos.	42
4.4. Estadísticos del viento observado y del viento obtenido de ERA.	47
4.5. Estadísticos de la evaporación obtenido a través de ERA para ambos salares y de la evaporación observada en la estación Collacagua (multiplicada por un factor de tanque igual a 0.65) entre 1979 y el 2012	49
4.6. Estadísticos de la evaporación obtenido a través de MODIS para ambos salares y de la evaporación observada en la estación Collacagua (multiplicada por un factor de tanque igual a 0.65) entre el 2000 y el 2012.	51
4.7. Salinidad y proporción de caudales de los afluentes a las lagunas del Salar del Huasco y el Salar de Coposa.	51
4.8. Estadísticos de los caudales afluentes a los salares estimados a partir de ERA y MODIS.	53
4.9. Estadísticos de los caudales afluentes obtenidos a partir de las observaciones en el Salar del Huasco y el Salar de Coposa.	54
4.10. Estadísticos evaporación obtenido para un caudal constante en el Salar del Huasco.	55
4.11. Estadísticos de las estaciones con observaciones de precipitación utilizadas y de los resultados de la calibración a través de TRMM.	58
A.1. Estaciones meteorológicas Dirección General de Aguas en la Región de Arica y Parinacota sobre los 2000 m de altura (Fuente: DGA).	80
A.2. Estaciones meteorológicas Dirección General de Aguas en la Región de Tarapacá sobre los 2000 m de altura (Fuente: DGA).	81
A.3. Estaciones meteorológicas Dirección General de Aguas en la Región de Antofagasta sobre los 2000 m de altura (Fuente: DGA). Continua en la siguiente página.	82
A.4. Continuación.	83
A.5. Estaciones Instituto de Investigación Agropecuaria en la Región de Arica y Parinacota y la Región de Antofagasta sobre los 2000 m de altura (Fuente: INIA).	84

A.6. Estaciones meteorológicas de la Dirección Meteorológica de Chile en la Región de Arica y Parinacota y la Región de Antofagasta sobre los 2000 m de altura (Fuente: DMC).	84
A.7. Estaciones meteorológicas de la DGA con medición de precipitación a nivel mensual en la Región de Tarapacá sobre los 2000 m de altura.	85
A.8. Estaciones meteorológicas de la DGA con medición de temperatura media del aire a nivel diario en la Región de Tarapacá sobre los 2000 m de altura.	86
A.9. Estaciones meteorológicas de la DGA con medición de temperaturas extremas del aire a nivel diario en la Región de Tarapacá sobre los 2000 m de altura.	86
A.10. Inventario de humedales tipo salar en el norte. Información obtenida de Risacher et al. (2003).	87

Índice de ilustraciones

2.1.	Regiones de Chile que conforman parte del Altiplano.	5
2.2.	Ciclo anual de temperaturas extremas promedio a nivel mensual en la estación Coyacagua (4013 m.s.n.m.) entre enero del 2000 y diciembre del 2001.	7
2.3.	Comparación de la medición de precipitación de estaciones meteorológicas sobre los 2000 m en los Andes central y zonas cercanas más bajas. La zona sombreada corresponde a la altura del terreno, la cual comienza a oscurecerse cada 1000 m desde los 2000 m. (a) Muestra la precipitación media anual según el tamaño de los símbolos. (b) Muestra la cantidad de precipitación entre diciembre y febrero respecto al total anual (en porcentaje) de acuerdo al tamaño de los símbolos (Garreaud et al., 2003).	7
2.4.	Serie de tiempo de la componente principal 1 de la precipitación (diciembre, enero y febrero) y del índice NIÑO-3.4 promediado entre diciembre y febrero (Garreaud et al., 2003).	8
2.5.	Mapa de las unidades morfoestructurales de la zona norte de Chile. Los números corresponden a salares que se ubican en dicha zona (Risacher et al., 2003).	9
2.6.	Sección transversal de la cuenca del Salar de Atacama. Se muestran también los flujos más importantes de la hidrología de la cuenca. (Kampf & Tyler, 2006).	10
2.7.	Comparación de la resolución de dos productos DEM de SRTM. (a) Imagen extraída del producto SRTMGL3 (producto antiguo) con precisión de 3 arco-segundos. (b) Imagen extraída del producto SRTMGL1 (producto nuevo) con precisión de 1 arco-segundo (NASA/JPL-Caltech/NGA, 2014).	13
2.8.	Rango de cobertura espectral y resolución espacial de las misiones Landsat (USGS, 2016).	15
3.1.	Esquema con las principales etapas de la propuesta metodológica.	19
3.2.	Modelo conceptual del balance hídrico en salares. Además se muestra el producto satelital utilizado para la obtención de cada variable.	21
4.1.	Estaciones y salares catastrados en la región de Arica y Parinacota.	29
4.2.	Estaciones y salares catastrados en la región de Tarapacá.	29
4.3.	Estaciones y salares catastrados en la región de Antofagasta.	30
4.4.	Estaciones y salares catastrados en la región de Atacama.	30
4.5.	En (a) se muestra la topografía de la región de Tarapacá, junto con la ubicación de los salares en estudio. En (b) se realiza un acercamiento a la zona donde se ubican ambos salares en una imagen captada por el satélite Landsat 8. Se agregan además de las curvas de nivel de la zona para (b).	32

4.6. Mapa de la distribución de estaciones que miden precipitación en la zona. El número de observaciones corresponde a las mediciones de precipitación mensual entre el enero de 1998 y diciembre del 2016.	34
4.7. Mapa de la distribución de estaciones que miden temperatura en la zona. El número de observaciones corresponde a las mediciones de temperaturas extremas diarias entre el enero de 1979 y diciembre del 2016.	35
4.8. Ajuste del umbral del índice NDWI para la Landsat 5. En (a) se muestran los cuerpos de agua delimitados manualmente. En (b) se muestra la superficie de agua que se extrae imponiendo un umbral del índice NDWI mayor o igual a 0.095.	36
4.9. Ajuste del umbral del índice NDWI para la Landsat 8. En (a) se muestran los cuerpos de agua delimitados manualmente. En (b) se muestra la superficie de agua que se extrae imponiendo un umbral del índice NDWI mayor o igual a 0.005.	37
4.10. Etapas desarrolladas para la obtención de la superficie de agua en el Salar del Huasco. En (a) se muestra la máscara utilizada. En (b) se aplicó la máscara a la Banda 5 (NIR) de Landsat 8. En (c) se calculó del índice NDWI. En (d) se aplicó el índice umbral, para identificar la superficie que efectivamente es agua.	38
4.11. Serie de tiempo de la superficie de los cuerpos de agua dentro del Salar del Huasco, estimados mediante el índice NDWI para Landsat 5 y 8. Además se muestra un ajuste lineal con la tendencia temporal de los datos.	39
4.12. Serie de tiempo de la superficie de los cuerpos de agua dentro del Salar de Coposa, estimados mediante el índice NDWI para Landsat 5 y 8. Además se muestra un ajuste lineal con la tendencia temporal de los datos.	39
4.13. Calibración de la temperatura del aire máxima de ERA a nivel diario. Se muestra además la ecuación de ajuste utilizada y el coeficiente de correlación de dicho ajuste.	43
4.14. Calibración de la temperatura superficial del suelo de MODIS para obtener la temperatura del aire. En (a) se muestran los resultados obtenidos para el producto MOD y en (b) los resultados para el producto MYD.	44
4.15. Comparación de la temperatura del aire máxima calibrada a través de ERA y la temperatura máxima del aire observada a nivel diario.	44
4.16. Comparación de la temperatura del aire máxima calibrada a través de MODIS y la temperatura máxima del aire observada a nivel diario.	45
4.17. Calibración de la humedad relativa mínima a nivel diario. Se muestra además la ecuación de ajuste utilizada y el coeficiente de correlación de dicho ajuste.	46
4.18. Comparación de la humedad relativa mínima calibrada y la humedad relativa mínima observada. Se observan además los indicadores de error del ajuste respecto a los datos observados.	46
4.19. Comparación de la velocidad del viento promedio diario obtenida de ERA y de la Estación Salar del Huasco.	47
4.20. Comparación de la evaporación modelada para el Salar del Huasco (ERA) y la evaporación medida en la estación Coyacagua. Se muestra también un ajuste con la tendencia temporal de los datos observados.	48
4.21. Series de evaporación de los salares a través de ERA. En (a) se presenta la evaporación calculada en el Salar del Huasco y en (b) la evaporación calculada en el Salar de Coposa.	49
4.22. Comparación de la evaporación modelada en el Salar del Huasco (MODIS) y la evaporación medida en la estación Collacagua. Se muestra también un ajuste con la tendencia temporal de los datos observados.	50

4.23. Series de evaporación de los salares a través de MODIS. En (a) se presenta la evaporación calculada en el Salar del Huasco y en (b) la evaporación calculada en el Salar de Coposa.	50
4.24. Caudal afluente estimado para cada salar (ERA). En (a) se muestra el caudal afluente al Salar del Huasco. En (b) se muestra el caudal afluente al Salar de Coposa. En ambos casos se presenta un ajuste con la tendencia temporal del caudal afluente a los salares.	52
4.25. Caudal afluente estimado para cada salar (MODIS). En (a) se muestra el caudal afluente al Salar del Huasco. En (b) se muestra el caudal afluente al Salar de Coposa. En ambos casos se presenta un ajuste con la tendencia temporal del caudal afluente a los salares.	52
4.26. Caudal afluente estimado para el Salar del Huasco a partir de las observaciones de evaporación en la estación Collacagua. También se muestra la tendencia temporal del caudal.	54
4.27. Caudal afluente estimado para el Salar de Coposa a partir de las observaciones de evaporación en la estación Collacagua. También se muestra la tendencia temporal del caudal.	54
4.28. Evaporación simulada a través de un caudal constante en el Salar del Huasco.	55
4.29. Calibración de los datos de precipitación TRMM. En (a) se muestra la calibración realizada en la zona del Salar del Huasco mediante las observaciones de la estación Collacagua y en (b) se muestra la calibración realizada en la zona del Salar de Coposa mediante las observaciones de la estación Coposa.	56
4.30. Comparación de las serie de precipitación de la estación Collacagua y la calibración realizada a TRMM en la zona del Salar del Huasco.	57
4.31. Comparación de las serie de precipitación de la estación Coposa y la calibración realizada a TRMM en la zona del Salar de Coposa.	57
4.32. Comparación de la precipitación promedio entre enero y marzo, en la estación Collacagua y TRMM, en la zona del Salar del Huasco.	58
4.33. Comparación de la precipitación promedio entre enero y marzo, entre la estación Coposa y TRMM, en la zona del Salar de Coposa.	59
4.34. Comparación de la serie de precipitación TRMM calibrada con la estación Collacagua y el caudal afluente al Salar del Huasco obtenido con los datos de evaporación observados.	60
4.35. Comparación de la serie de precipitación TRMM calibrada con la estación Coposa y el caudal afluente al Salar de Coposa obtenido con los datos de evaporación observados.	60
4.36. Comparación en la zona del Salar del Huasco del índice ATSM, la precipitación TRMM, calibrada y normalizada, y los datos observados en la estación Collacagua normalizados. Todas las variables fueron promediadas entre enero y marzo.	61
4.37. Comparación en la zona del Salar de Coposa del índice ATSM, la precipitación TRMM, calibrada y normalizada, y los datos observados en la estación Coposa normalizados. Todas las variables fueron promediadas entre enero y marzo.	62

Capítulo 1

Introducción

1.1. Motivación

El Altiplano es una región de los Andes Centrales que abarca parte del centro y sur de Perú, occidente de Bolivia, noroeste de Argentina y norte de Chile. En Chile en particular, el Altiplano se reconoce como la ecoregión de la Puna Seca y comprende las regiones de Arica y Parinacota, Tarapacá, Antofagasta y Atacama. En esta zona se encuentra cierto tipo de humedal que conforma ecosistemas acuáticos en cuencas endorreicas de altura (sobre los 3500 m.s.n.m). Generalmente lo constituyen una laguna somera de alta salinidad, denominada salar tipo playa, cursos naturales de agua provenientes de afloramientos subterráneos, que pueden ser difusos o puntuales, y un bofedal que se forma alrededor de dichos cursos, debido a la cercanía del nivel freático a la superficie. Estos sistemas cumplen un rol fundamental en el sostenimiento de una biodiversidad única y endémica, producto principalmente de las condiciones geográficas y climáticas extremas que presenta el Altiplano.

Existen varios aspectos importantes que inciden y condicionan la hidrología de los humedales altiplánicos. En primer lugar, la ubicación de estos sistemas en la región del Altiplano impone factores climáticos y geográficos bastante particulares. El Altiplano es una zona muy árida y que tiene una altitud media de 3700 m s.n.m., lo que se traduce en niveles de presión atmosférica y humedad muy reducidos. Además, presenta una significativa oscilación térmica a nivel diario (que puede alcanzar los 25°C en invierno) y precipitaciones de carácter convectivo que ocurren preferentemente entre los meses de diciembre y marzo (250-300 mm/año) (Aceituno, 1996). La morfología de la zona ha propiciado la formación de cuencas endorreicas y numerosos salares superficiales (Squeo et al., 2006). Estos salares suelen ser de tipo playa, con una profundidad que no supera los 20 cm y con una corteza salina en el fondo (Risacher et al., 2003). Dicha corteza debe su formación a la alta evaporación potencial que existe en la zona, la que va desde los 600 hasta los 1200 mm/año (Risacher et al., 2003). Este ambiente altamente evaporítico, genera la precipitación de las sales minerales provenientes de la interacción de las aguas subterráneas con la roca volcánica de la zona, disminuyendo así la permeabilidad del sedimento y por lo tanto las pérdidas por infiltración.

En cuanto a la conservación de estos sistemas, en las últimas décadas ha surgido una preocupación global por la conservación y preservación de los humedales, en particular por los humedales altiplánicos. Según la Convención Ramsar, este tipo de humedal es un ecosistema de alta fragilidad ante diversos factores, ya sean de tipo natural o de tipo antrópico (Convención de Ramsar y Grupo de Contacto EHAA, 2008). En Chile, estos factores están asociados por un lado al cambio climático (por ejemplo eventuales variaciones de temperatura, viento y precipitación) y por otro lado, a la alta actividad minera que concentra el Altiplano chileno, industria históricamente importante para la economía del país. Dicha industria requiere del uso del agua de la zona, la cual se obtiene principalmente de fuentes subterráneas, impactando directamente sobre el balance hídrico de los humedales de la zona, dada la significativa sensibilidad que estos sistemas tienen a los cambios del nivel freático a nivel local.

Finalmente es importante considerar que en las regiones montañosas como el Altiplano existe poca información de monitoreo (fluviométrica o meteorológica), y esta a su vez es acotada en el tiempo y espacio (Scheel et al., 2011). En este sentido, el uso de información satelital adquiere mayor utilidad en este tipo de zonas, debido a que es información obtenida durante períodos de tiempo prolongados y abarcan grandes territorios. Estos a su vez cuentan con productos especiales para estimaciones de precipitación y evaporación, siendo una herramienta muy útil para la evaluación y disponibilidad del recurso hídrico en zonas remotas como el Altiplano.

1.2. Objetivos

1.2.1. Objetivo general

El objetivo general de esta memoria consiste en desarrollar una metodología para aplicar herramientas de percepción remota de tipo satelital con el objeto de determinar el balance hídrico en humedales altiplánicos.

1.2.2. Objetivos específicos

Las actividades que se proponen para alcanzar el objetivo general son:

- Revisión bibliográfica de los componentes que gobiernan el balance hídrico en humedales Altiplánicos, y de las herramientas de percepción remota que permiten la estimación de dichos componentes. Elaboración de un modelo conceptual del balance hídrico en humedales Altiplánicos.
- Revisión y catastro de información meteorológica y fluviométrica disponible en la zona altiplánica. Selección de dos humedales altiplánicos con diferente grado de intervención. Recopilación de la información de percepción remota y de los datos de las estaciones de monitoreo asociadas.
- Desarrollo de herramientas numéricas para la extracción y calibración de la información obtenida de los productos satelitales.

- Estimación del balance hídrico en los humedales altiplánicos escogidos, análisis de la variabilidad histórica, determinación de tendencias y comparación con indicadores climáticos.

1.3. Organización del informe

A continuación se describe brevemente el contenido de cada capítulo:

- **Capítulo 1 “Introducción”:** En este capítulo se presenta la motivación para la realización de esta memoria, los objetivos generales y específicos, un resumen general de la metodología y la estructura del informe.
- **Capítulo 2 “Revisión de antecedentes:”** En este capítulo se describe la revisión de antecedentes asociados al estudio, enfocado principalmente en los humedales altiplánicos, reanálisis y productos satelitales empleados.
- **Capítulo 3 “Propuesta metodológica para la estimación del balance hídrico”:** En este capítulo se describe de manera general la metodología propuesta para calcular el balance hídrico en los humedales altiplánicos. Se presenta el modelo conceptual del balance hídrico en salares, junto con los métodos de cálculo que se emplean para la estimación de cada componente de dicho balance.
- **Capítulo 4 “Aplicación de metodología”:** En este capítulo se aplica a dos humedales la metodología propuesta en el Capítulo 3. Se presentan los criterios utilizados para la selección de los humedales y el detalle de la recopilación de información satelital, de reanálisis y monitoreo utilizada. Se expone también el procedimiento llevado a cabo para la estimación del área de las lagunas, evaporación, salinidad, caudal afluente y precipitaciones. Además se presenta la comparación y el análisis de tendencia de diferentes variables.
- **Capítulo 5 “Discusión”:** En este capítulo se discuten y analizan los resultados obtenidos en el Capítulo 4.
- **Capítulo 6 “Conclusiones”:** En este capítulo se describen las principales conclusiones respecto a los objetivos planteados y los resultados obtenidos.

Capítulo 2

Revisión de antecedentes

La revisión de antecedentes se subdivide en dos secciones principales. En primer lugar, se estudian las principales características climáticas, geográficas y morfológicas que controlan el balance hídrico en los humedales de la región del Altiplano y en segundo lugar, se estudia los reanálisis atmosféricos y los productos satelitales, propuestos a usar. A continuación se presenta en detalle cada una de estas secciones.

2.1. Principales características climáticas, geográficas y morfológicas que controlan el balance hídrico en los humedales de la región del Altiplano

Esta sección tiene por objeto describir las principales componentes que gobiernan el balance hídrico en los humedales altiplánicos y esquematizar un modelo conceptual de dicho balance. Para esto se estudia la zona donde se ubican los humedales altiplánicos con el objeto de comprender los factores climáticos, meteorológicos y geográficos que afectan el balance hídrico. A partir de esta información se procede a la descripción de los componentes que afectan el balance hídrico y la relevancia de cada uno de estos. Finalmente se esquematiza un modelo conceptual.

Zona de estudio

La zona de estudio corresponde al Altiplano. Esta es una región subtropical de Sudamérica ubicada en los Andes Centrales y abarca parte del centro y sur del Perú, occidente de Bolivia, noroeste de Argentina y noreste de Chile. En Chile, tal como se muestra en la Figura 2.1, el Altiplano comprende la región de Arica y Parinacota, Tarapacá, Antofagasta y parte de la región de Atacama y se caracteriza como la ecorregión de la Puna Seca, por ser una zona de altura (sobre los 3500 m.s.n.m.), semiárida, con heladas intensas e importantes fluctuaciones de temperatura a nivel diario. A continuación se sintetizan los aspectos más relevantes relacionados con el balance hídrico.

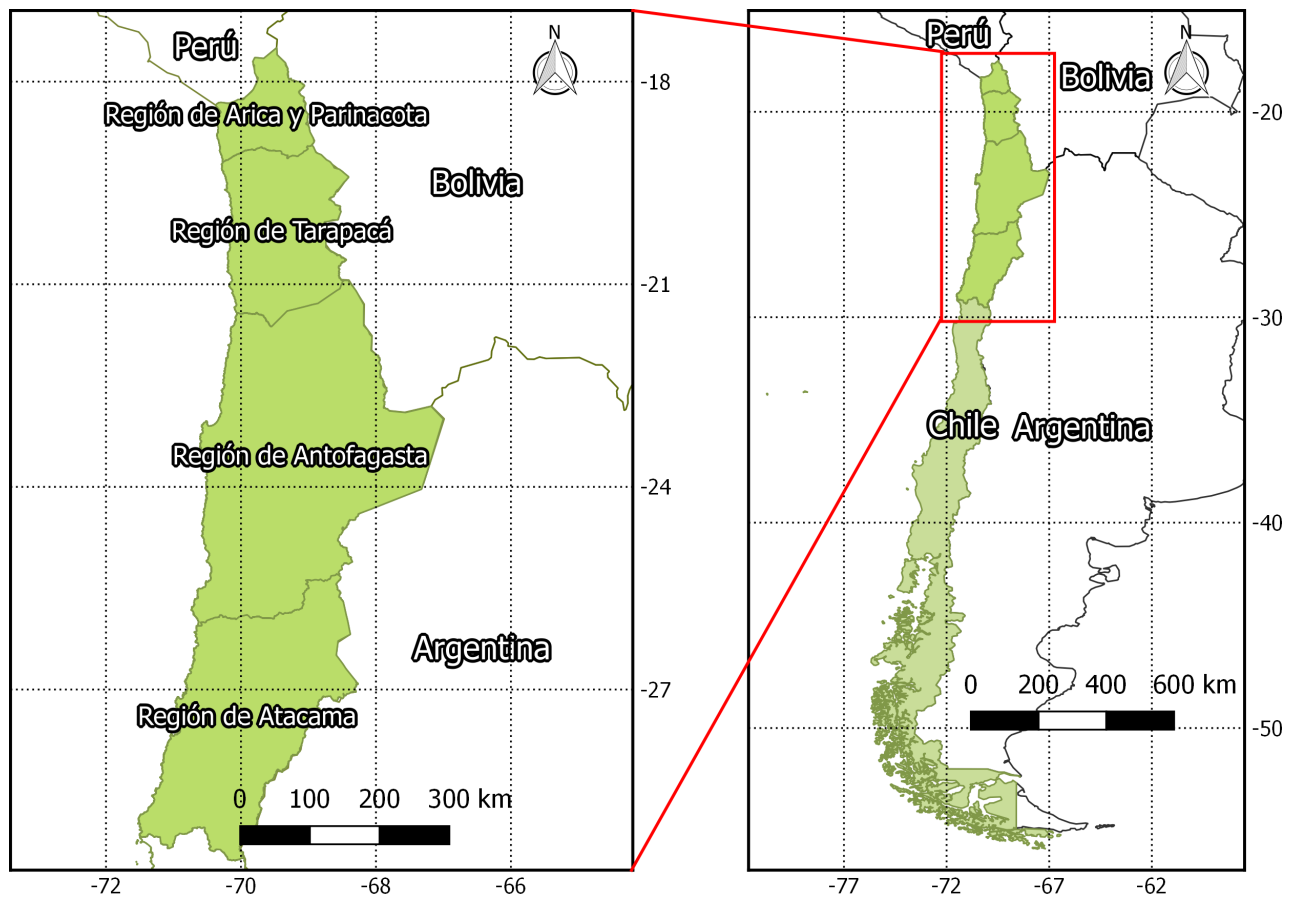


Figura 2.1: Regiones de Chile que conforman parte del Altiplano.

Clima y meteorología

De acuerdo a Aceituno (1996), la región altiplánica se caracteriza por un clima particular propiciado por su considerable elevación y su localización subtropical. La altura promedio del Altiplano es de 3700 m.s.n.m., lo cual implica una columna atmosférica de bajo espesor, la que a su vez condiciona factores como la presión atmosférica y la densidad del aire. La presión atmosférica a nivel de superficie en el Altiplano es aproximadamente un 40 % menor a la presión a nivel del mar y con una baja variabilidad en todas las escalas temporales. Por otra parte, la densidad del aire en la superficie del Altiplano es aproximadamente $0,9 \text{ kg/m}^3$, un 35 % menor de la que sería a nivel del mar.

Por otro lado, la radiación de la zona está influenciada principalmente por factores como: localización, elevación y régimen de nubosidad. La ubicación subtropical del Altiplano tiene efectos en la moderada amplitud que tiene el ciclo anual de la radiación durante los días despejados. Además, la significativa altura de esta región y su consiguiente menor espesor de columna atmosférica, da cuenta de una disminución de la absorción y dispersión de los flujos de radiación solar, lo que se traduce en un incremento en la energía solar disponible en la superficie. Que esta región esté a una gran elevación afecta el régimen térmico de la zona, siendo las observaciones de temperatura ambiente significativamente inferiores a las observaciones a nivel del mar. Otra característica importante que se debe a la altura de la zona, es el menor espesor óptico de los gases de efecto

invernadero, como el CO_2 y el vapor de agua, lo que produce que la superficie sufra una mayor pérdida radiativa nocturna, lo que se traduce en una alta oscilación térmica a nivel diario. El fenómeno anterior es acentuado durante el invierno debido a la disminución de nubosidad. Ejemplo de esto se puede observar en la Figura 2.2 para una estación meteorológica particular. Finalmente, cabe destacar que el aumento de nubosidad ocurre durante el período de precipitaciones, período que se encuentra entre los meses de diciembre a marzo.

El Altiplano, tal como se dijo antes, es una región con baja humedad atmosférica. Durante el invierno austral esta humedad es particularmente reducida debido a la circulación que ocurre en la zona. Sin embargo, en el verano austral ocurren eventos de advección de masas de aire desde la cuenca amazónica que aumentan la humedad. Lo anterior beneficia también la alta actividad convectiva que alcanza su mayor intensidad durante dicho período. Esto genera que las precipitaciones estén concentradas entre diciembre y marzo, alcanzando aproximadamente el 90% de la precipitación total anual durante dicho período (ver Figura 2.3). Otra característica relevante es que las precipitaciones ocurren principalmente después del mediodía debido a la alta incidencia que tiene la radiación solar sobre la actividad convectiva de la zona.

Por otro lado, uno de los fenómenos climáticos de interés para este trabajo es El Niño-Oscilación Sur (ENOS en adelante), conocido también por su sigla en inglés ENSO. Este fenómeno tiene escala temporal interanual, es de naturaleza oscilatoria y es forzado por la interacción que se da entre el océano Pacífico y la atmósfera en la región tropical (Wang, 2001). En estricto rigor el ENOS se subdivide en una fase tibia (Niño) y una fase fría (Niña) con una periodicidad que varía entre 2 a 7 años, produciendo importantes anomalías de temperaturas y precipitaciones (positivas o negativas) en la costa oeste de Ecuador, Perú y Chile, además de otros efectos indirectos en la región subtropical de América del Sur (Garreaud et al., 2009). Cabe señalar que existen varios índices para estudiar el ENOS, sin embargo, en este trabajo se utilizará el índice NIÑO-3.4, el cual evalúa la anomalía de la temperatura superficial del mar promedio (ATSM o SSTA en inglés) en la región definida entre: 5°N - 5°S y 120° - 170°O .

Los fuertes impactos climáticos del ENOS sobre las zonas mencionadas anteriormente, han propiciado el estudio de este fenómeno en gran parte de la región de sudamérica y el Altiplano no ha sido la excepción. Por ejemplo, Garreaud et al. (2003) menciona que en el Altiplano la fase tibia del ENOS reduce las precipitaciones, mientras que la fase fría tiende a incrementar la precipitación (ver Figura 2.4). Tal como se aprecia en la Figura 2.4, existe una buena correlación entre la precipitación y el índice NIÑO-3.4, sin embargo, la tendencia no se cumple todos los años. Vuille et al. (2000) concluye que diferentes zonas del Altiplano tienen diferente correlación con el ENOS, siendo, por ejemplo, dicha correlación más débil hacia la zona este. Dicho esto último, genera interés entender la relación que existe entre el ENOS y la disponibilidad del recurso hídrico en los humedales, teniendo en cuenta que este trabajo entregará resultados a nivel local, obteniendo así un análisis específico en los sistemas escogidos.

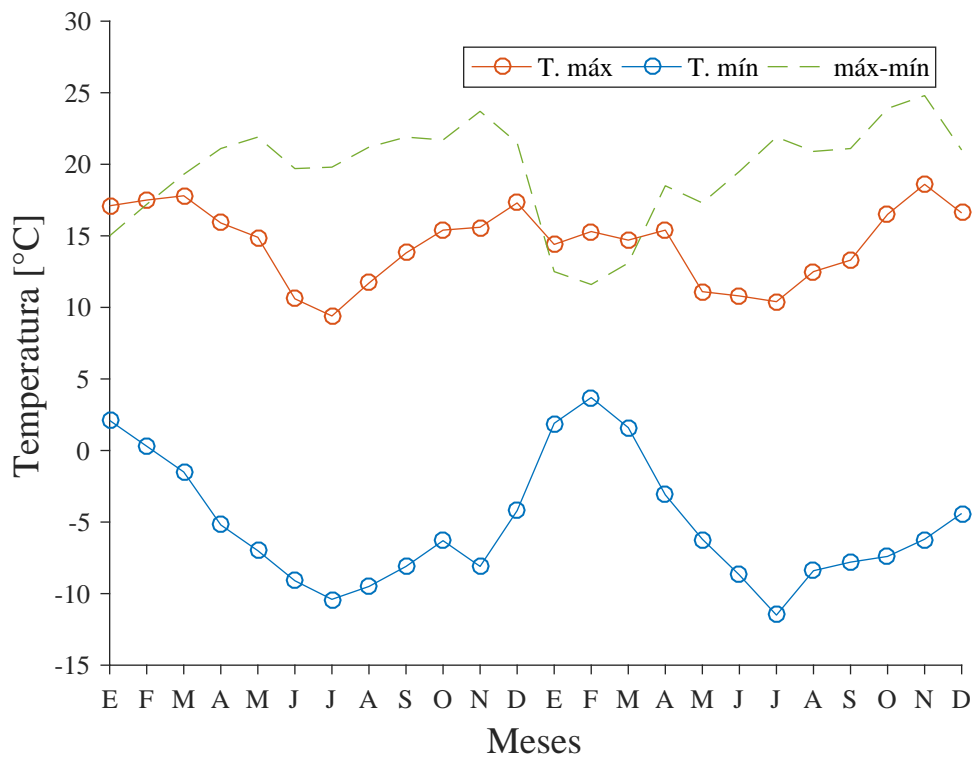


Figura 2.2: Ciclo anual de temperaturas extremas promedio a nivel mensual en la estación Coya-cagua (4013 m.s.n.m.) entre enero del 2000 y diciembre del 2001.

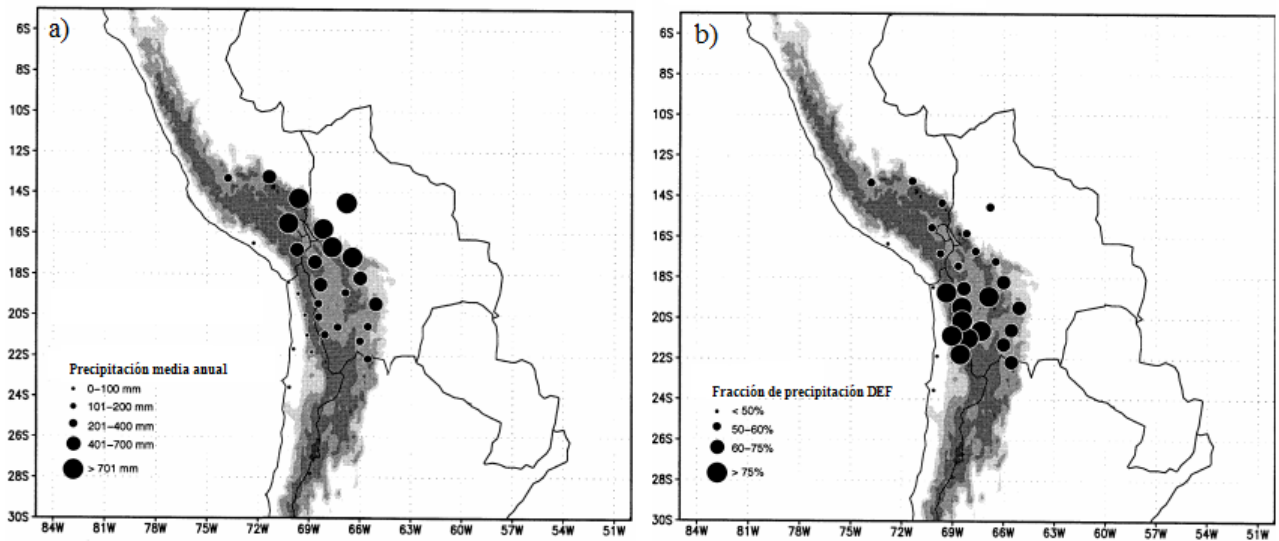


Figura 2.3: Comparación de la medición de precipitación de estaciones meteorológicas sobre los 2000 m en los Andes central y zonas cercanas más bajas. La zona sombreada corresponde a la altura del terreno, la cual comienza a oscurecerse cada 1000 m desde los 2000 m. (a) Muestra la precipitación media anual según el tamaño de los símbolos. (b) Muestra la cantidad de precipitación entre diciembre y febrero respecto al total anual (en porcentaje) de acuerdo al tamaño de los símbolos (Garreaud et al., 2003).

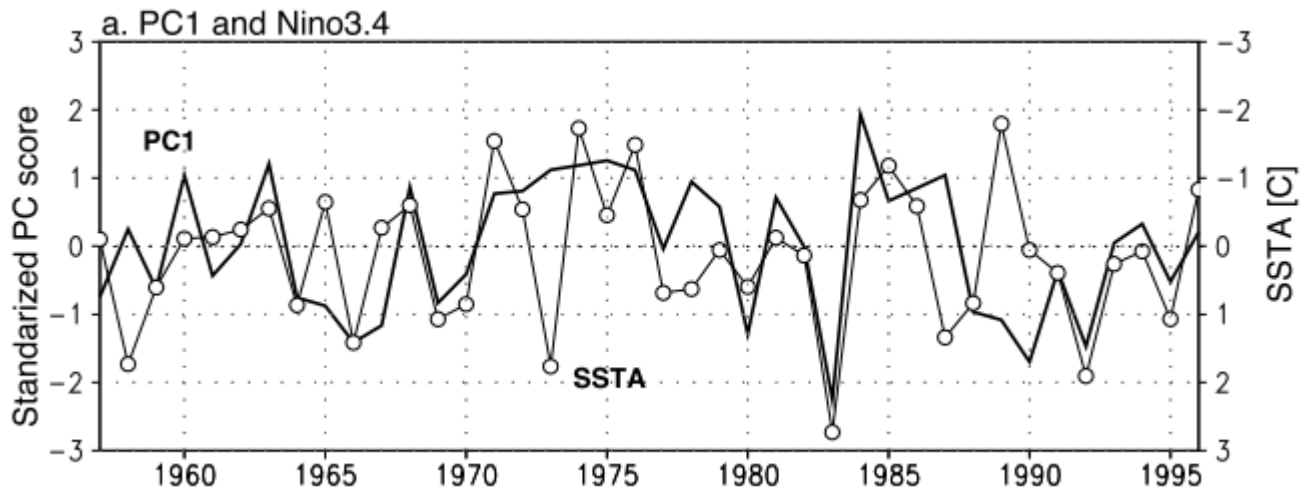


Figura 2.4: Serie de tiempo de la componente principal 1 de la precipitación (diciembre, enero y febrero) y del índice NIÑO-3.4 promediado entre diciembre y febrero (Garreaud et al., 2003).

Geología y geomorfología

En esta sección se presenta una breve descripción de la geología y geomorfología de la región estudiada. Esta descripción se basa en lo reportado por Risacher et al. (2003). Para comprender mejor las características morfológicas de la zona en la Figura 2.5 se presenta un mapa con las unidades morfoestructurales que existen en ella y la ubicación de diversos salares en el norte de Chile.

La geología del norte de Chile se caracteriza por estructuras compresionales y ruptura intensa de bloques debido a la subducción que existe de la Placa de Nazca bajo la Placa Sudamericana. Desde el norte de Chile hacia el sur se forman cordilleras y cuencas alternadas dentro del cinturón montañoso denominado Cordillera Central. En la Cordillera Central se pueden reconocer las siguientes unidades morfoestructurales desde oeste a este: Cordillera de la Costa, Depresión Central, Precordillera, Cordillera del Oeste, Altiplano Boliviano y Cordillera del Este. Los humedales Altiplánicos y las respectivas cuencas endorreicas se han desarrollado principalmente en la Cordillera del Oeste. Esta se caracteriza por estar formada de roca volcánica, al contrario de las otras unidades del oeste que son principalmente formaciones de roca sedimentaria. Además fue formada entre la época del Mioceno y Holoceno por ignimbrita riolítica y se cubre por varios estratovolcanes andesíticos que alcanzan alturas de hasta 6500 m.s.n.m.

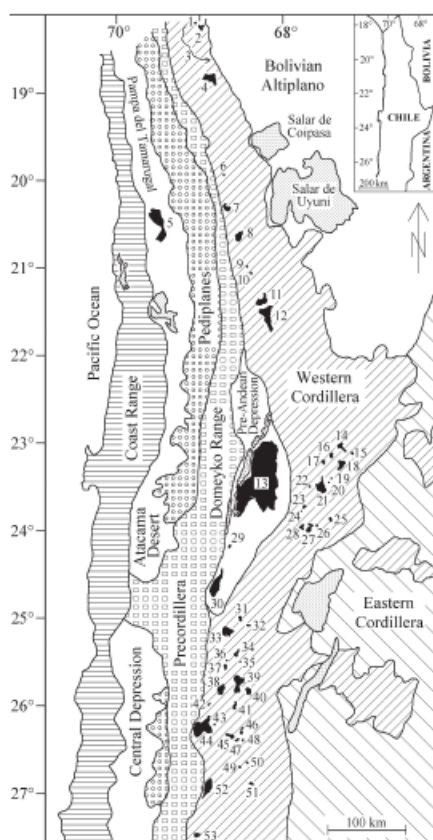


Figura 2.5: Mapa de las unidades morfoestructurales de la zona norte de Chile. Los números corresponden a salares que se ubican en dicha zona (Risacher et al., 2003).

Hidrología de los humedales altioplánicos

A continuación se resume el funcionamiento hidrológico de los humedales altioplánicos y se describe el modelo conceptual del balance hídrico en ellos. Un esquema práctico para entender el balance hídrico en los humedales altioplánicos se presenta en la Figura 2.6.

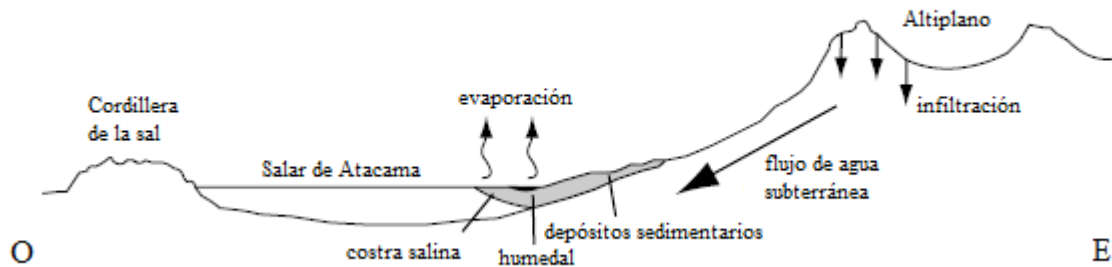


Figura 2.6: Sección transversal de la cuenca del Salar de Atacama. Se muestran también los flujos más importantes de la hidrología de la cuenca. (Kampf & Tyler, 2006).

Aunque el esquema presentado en la Figura 2.6 pertenece al Salar de Atacama¹, el cual no está localizado en la región Altiplánica, el modelo conceptual es análogo a los sistemas hídricos estudiados. En primer lugar, los humedales altioplánicos se ubican en cuencas endorreicas. Estas cuencas se caracterizan por no tener salida al mar y por lo tanto sus únicas salidas son por infiltración o evaporación del agua. Tal como se muestra en la Figura 2.6, la morfología del Altiplano es la que propicia este tipo de cuenca, ya que estas se ubican en la depresión formada entre las montañas de la Cordillera del Oeste (ver Figura 2.5). Es en la parte más baja de dicha depresión donde se forman los cuerpos de agua correspondientes a las lagunas de los salares.

Una de los componentes más importantes de entrada en el balance hídrico es el agua proveniente de los afloramientos subterráneos. La precipitación que ocurre principalmente durante el verano austral, infiltra en esta región montañosa, y debido al gradiente hidráulico producido por la topografía de esta zona, las aguas tienden a escurrir, ya sea de forma superficial o subterránea, hasta los salares, ubicados en las zonas de menor altura. En general, el escurrimiento superficial en esta zona suele estar asociado a los eventos de tormenta así como también al derretimiento de nieve, ambos casos son particularmente relevantes entre diciembre y marzo. Sin embargo, el resto del año los salares son alimentados casi exclusivamente por aguas subterráneas que afloran en las cercanías, debido a que el nivel freático supera la cota de terreno. Estos afloramientos pueden ser de carácter puntual o difuso.

Otra componente de entrada al balance hídrico corresponde a la precipitación. Es el agua que cae directamente en la laguna del salar y está restringida principalmente a los meses de verano (entre diciembre y marzo). Cabe mencionar que la precipitación en esta zona varía entre 50 y 300 mm/año (Risacher et al., 2003).

¹El Salar de Atacama se ubica en la Región de Antofagasta a una altura de 2300 m.s.n.m. y es el salar de mayor superficie en Chile.

Finalmente, la otra componente significativa de salida dentro del balance hídrico es la evaporación. Esta corresponde a la pérdida más importantes de estos sistemas. Lo anterior se debe al ambiente altamente evaporítico producido en la zona por la escasa precipitación, baja humedad atmosférica y alta radiación. La radiación en esta región durante el verano alcanza los 1300 W/m^2 (de la Fuente & Niño, 2010) y la evaporación potencial se estima entre 600-1200 mm/año (Risacher et al., 2003).

La significativa evaporación de la zona se relaciona directamente con la baja pérdida por infiltración que presentan estos sistemas. La geología local propicia que las aguas subterráneas tengan una alta concentración de sales disueltas. Estas sales alcanzan la laguna del salar a través de los flujos de aguas subterráneas que afloran en superficie, y debido a la alta evaporación en que se encuentran se terminan concentrando, precipitando y depositando en el fondo del salar. Dicho depósito forma una costra salina por la colmatación del sedimento que disminuye la permeabilidad de este y por lo tanto su capacidad de infiltración, haciendo que esta componente de salida sea despreciable respecto a la evaporación.

2.2. Herramientas de percepción remota y reanálisis

2.2.1. Reanálisis atmosféricos

Los reanálisis atmosféricos (o análisis retrospectivos) corresponden a técnicas científicas que permiten generar un registro coherente de las variables climatológicas a partir de observaciones tomadas durante un largo período y que son combinadas con un modelo de pronóstico, para obtener una serie de tiempo del estado del sistema climático. La asimilación de datos (observaciones), se realiza a través del uso de un modelo numérico constante ² en toda la serie de tiempo, lo cual permite que estos dos procesos sean coherentes en el período completo, evita discontinuidades en los datos y restringe las variables, para ser físicamente consistente (Smith et al., 2014). El principal objetivo de los reanálisis es producir un estado de arte global de las condiciones atmosféricas que sea multianual y ordenado en una grilla (Saha et al., 2010). El uso de datos de reanálisis atmosférico en este trabajo, tiene por objetivo dar complemento a la información meteorológica limitada, insuficiente o incompleta de la zona.

El reanálisis hoy en día es una herramienta muy utilizada; de hecho, Smith et al. (2014) destaca que hasta noviembre del 2013, más de 19300 estudios han usado datos de reanálisis, mencionando los de uso más destacados contenidos en la plataforma PSD³ (ver Tabla 2.1). El uso de los reanálisis suele ser ventajoso en zonas donde las observaciones son escasas (Mooney et al., 2011), y por lo tanto, es una herramienta apropiada ante la falta de monitoreo en la zona de estudio.

El reanálisis atmosférico que se usará en este trabajo corresponde a ERA-Interim y es, según Mooney et al. (2011), uno de los más conocidos. ERA-Interim es un reanálisis atmosférico de carácter global producido por el European Center for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF)(Dee et al., 2011). Entre sus características destacan:

²A diferencia de los modelos de predicción que suelen ser modificados para mejorar los pronósticos.

³PSD no contiene necesariamente las mejores resoluciones de los productos señalados.

- Grilla global: Latitud 89,5S - 89,5N; Longitud 0E - 359,3E.
- Resolución espacial: $0,7^\circ \times 0,7^\circ$ (en ECMWF).
- Inicio de los datos: 1 de enero de 1979.
- Resolución temporal: 6 horas.

La comparación entre los diferentes reanálisis exhibe varias complejidades. Esto se debe a que cada uno de estos productos utiliza modelos físicos diferentes, lo mismo ocurre con los algoritmos de asimilación y entrada de datos, produciendo cambios en las variables, que a su vez, dependen del lugar donde se calculan. De hecho, Smith et al. (2014) menciona que los reanálisis buscan objetivos específicos de rendimiento, funcionando mejor en ciertas regiones del mundo. Por ejemplo, NCEP/NCAR está optimizado para América del Norte. No obstante, ERA-Interim ha presentado buenos resultados comparativos bajo variadas condiciones, al menos en términos comparativos.

Mooney et al. (2011) compara la modelación de temperatura del aire a nivel de superficie, de los reanálisis ERA-40, ERA-Interim y NCEP/NCAR, con datos observados por 11 estaciones sinópticas en Irlanda durante el período de 1981 al 2001. ERA-Interim resultó ser el reanálisis que reprodujo las estadísticas más favorables relacionadas con las observaciones.

Por otra parte, Lindsay et al. (2014) comparó el funcionamiento de 7 reanálisis (R1, R2, CFSR, 20CR, MERRA, ERA-Interim y JRA-25) en el Ártico. En este estudio se compararon promedios mensuales en la siguientes variables: temperatura superficial, radiación, precipitación y velocidad del viento. Los autores destacaron a ERA-Interim como uno de los 3 reanálisis más consistentes respecto observaciones.

Fu et al. (2015) realizó un estudio en Australia donde compara 22 variables climáticas observadas con el reanálisis NCEP/NCAR y ERA-Interim. El autor concluye que en balance ERA-Interim ofrece ventajas por sobre NCEP-NCAR para la región y las variables analizadas.

Finalmente, más relacionado con la zona de estudio, en los Andes centrales (entre 30° y 37° S), Rusticucci et al. (2014) realizó un estudio en el que se evalúa el funcionamiento de ERA-Interim entre 1979 y el 2010 en la medición de precipitación. Se destaca el funcionamiento en la determinación de la variabilidad interanual de la precipitación y su alta correlación con el fenómeno ENOS.

Tabla 2.1: Conjunto de datos de reanálisis actuales guardados en la plataforma PSD con su respectiva resolución vertical y espacial (Smith et al., 2014).

Conjunto de Datos	Registro en PSD	Número de niveles y resolución espacial (grados) en PSD
R1	1948-presente	$17/2,5 \times 2,5$
R2	1979-presente cercano	$17/2,5 \times 2,5$
CFSR	1979-2011	$37/2,5 \times 2,5$
MERRA	1979-presente cercano	$31/1,25 \times 1,25$
20CR	1871-2012	$24/2,0 \times 2,0$
ERA-Interim	1979-presente cercano	$30/1,5 \times 1,5$

2.2.2. Modelo de elevación digital

Los modelos de elevación digital (en adelante DEM), más conocidos por su sigla en inglés DEM, son datos de elevación obtenidos a partir de métodos de percepción remota o a través de la digitalización de mapas de contorno. Estos datos tienen un amplio uso en áreas como geología, geomorfología e hidrología, debido a que permiten estudiar diversas características de los terrenos, como su topografía, redes de flujos, etc. (Hosseinzadeh, 2011). El objetivo de usar un DEM en este trabajo, es conocer la altura de terreno para delimitar de manera más precisa la zona de estudio, y a la vez conocer mejor la dependencia de distintas variables con la altimetría en el Altiplano.

En este estudio se utilizaran los DEM de la NASA, Shuttle Radar Topography Mission (en adelante SRTM), que desde el 2015 cuenta con el producto SRTMGL1, el cual es actualmente el de mejor resolución (vertical y horizontal) disponible de manera gratuita. Este producto fue liberado paulatinamente desde el 2014 y en la Figura 2.7 se observa la ventaja que conllevó la mejora de la resolución horizontal. SRTM es un proyecto en el que colaboraron la National Aeronautics and Space Administration (NASA) y la National Imagery and Mapping Agency (NIMA), además de otras agencias espaciales de Alemania e Italia. Los datos se tomaron en febrero del 2000 durante 11 días a través del radar de apertura sintética llamado Spaceborne Imaging Radar (SIR)⁴ (Farr & Kobrick, 2000) y las principales características del producto se resumen a continuación (Wagner, 2003):

- Cobertura: desde 60°N hasta 56°S (80 % de la superficie de la Tierra).
- Resolución espacial horizontal: 1° × 1°.
- Resolución espacial vertical: 1 m.
- Fecha de registro: febrero del 2000.

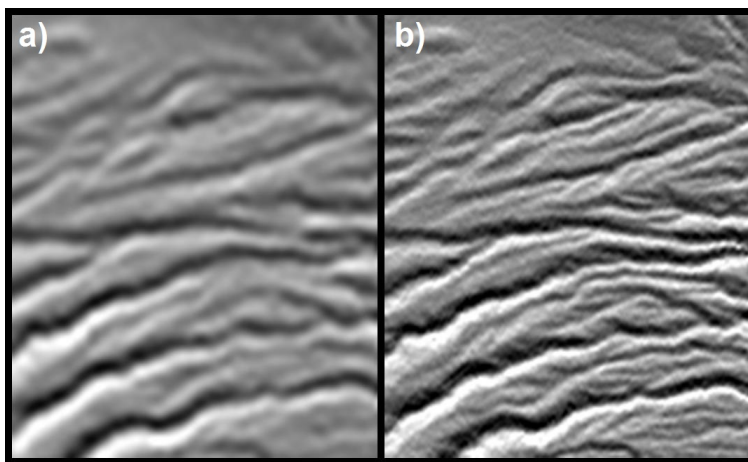


Figura 2.7: Comparación de la resolución de dos productos DEM de SRTM. (a) Imagen extraída del producto SRTMGL3 (producto antiguo) con precisión de 3 arco-segundos. (b) Imagen extraída del producto SRTMGL1 (producto nuevo) con precisión de 1 arco-segundo (NASA/JPL-Caltech/NGA, 2014).

⁴Nombre completo: Spaceborne Imaging Radar-C/X-band Synthetic Aperture Radar (SIR-C/X-SAR).

2.2.3. Imágenes multiespectrales

Las imágenes multiespectrales corresponden a imágenes registradas de manera separada en diferentes bandas del espectro electromagnético. Dicha propiedad permite caracterizar de manera más precisa la superficie analizada, por lo que es una herramienta provechosa para la identificación de elementos en superficie con atributos particulares, como el agua. Obtener información confiable de la superficie de un cuerpo de agua ha sido crucial en varios tipos de estudio, tales como: la evaluación de disponibilidad de agua, uso de modelos climáticos, catastro de humedales, análisis de cuencas, monitoreo ambiental, agricultura, dinámica de ríos, entre otros (Rokni et al., 2014). Mediante la delimitación de la superficie de las lagunas en los humedales, es posible estudiar la variabilidad espacial y temporal del recurso hídrico en estos cuerpos de agua.

Con el objeto de delimitar los cuerpos de agua de los humedales, en este estudio se utilizarán las imágenes multiespectrales derivadas de los satélites Landsat. Las imágenes Landsat han sido ampliamente utilizadas a lo largo de su historia. Corresponde a un proyecto en conjunto de la National Aeronautics and Space Administration (NASA) y el United States Geological Survey (USGS), y hoy en día son los productos que presentan mayor continuidad en la adquisición de imágenes satelitales con moderada resolución. La gran popularidad de Landsat se debe principalmente a su sistema de accesibilidad de datos gratuito, su cobertura global, buena resolución espacial para caracterizar dinámicas de terreno y la gran cantidad de datos disponibles (Powell et al., 2007). El proyecto Landsat ha lanzado 8 satélites, de los cuales solo dos aún permanecen en órbita. Las características de cada misión Landsat se pueden observar en la Tabla 2.2, en donde se aprecia que la información registrada por Landsat comienza el año 1972, y que la mejor resolución en el espectro visible es de 30 m desde Landsat 4 (1982). En este trabajo solo se emplearán las imágenes de Landsat 5 y 8. Lo anterior se debe a que Landsat 4 no cuenta con imágenes en la zona de estudio, Landsat 6 fue un lanzamiento fallido por lo que nunca se puso en órbita y Landsat 7 tuvo la falla del Scan Line Corrector (SLC) el año 2003 por lo que las imágenes desde ese año tienen una alta pérdida de píxeles que impiden su uso de forma directa y precisa. El detalle de la cobertura del registro espectral de los instrumentos de cada misión se puede observar en la Figura 2.8.

Por otra parte, se han creado una serie de métodos que utilizan las diferentes bandas de las imágenes multiespectrales para identificar el tipo de superficie que registra un píxel, y en particular, delimitar cuerpos de agua. Con este último objetivo, se destacan varios índices, siendo uno de los más reconocidos el Normalized Difference Water Index (en adelante NDWI). Rokni et al. (2014) comparó el NDWI con los siguientes índices: Modified NDWI (MNDWI), Normalized Difference Moisture Index (NDMI), Water Ratio Index (WRI), Normalized Difference Vegetation Index (NDVI) y Automated Water Extraction Index (AWEI), concluyendo que NDWI mostró el mejor desempeño en la delimitación de cuerpos de agua, respaldando el uso de este índice en este trabajo.

El NDWI o Índice Diferencial de Agua Normalizado fue propuesto por McFeeters (1996) y se define como:

$$NDWI = \frac{B_{green} - B_{NIR}}{B_{green} + B_{NIR}} \quad (2.1)$$

donde:

- B_{green} : es el valor del píxel registrado en la banda verde.
- B_{NIR} : es el valor del píxel registrado en la banda infrarojo cercano.

NDWI varía entre -1 y 1, en donde valores positivo dan cuenta generalmente de agua y valores negativos dan cuenta de características no asociadas al agua (suelo o vegetación).

Tabla 2.2: Características de las misiones Landsat. Adaptado de NASA (2010) y USGS (2016).

Sistema	Lanzamiento (Fin del servicio)	Instrumento	Resolución (metros)	Altitud (km)	Revisita (días)
Landsat 1	23/07/1972 (06/01/1978)	RBV	80	917	18
		MSS	80		
Landsat 2	22/01/1975 (25/02/1982)	RBV	80	917	18
		MSS	80		
Landsat 3	05/03/1978 (31/03/1983)	RBV	40	917	18
		MSS	80		
Landsat 4	16/07/1982 (14/12/1993)	MSS	80	705	16
		TM	30		
Landsat 5	01/03/1984 (05/06/2013)	MSS	80	705	16
		TM	30		
Landsat 6	05/10/1993 (05/10/1993)	ETM	15 (pan)	705	16
			30 (m)		
Landsat 7	22/04/1999 -	ETM+	15 (pan)	705	16
			30 (m)		
Landsat 8	11/02/2013 -	OLI	15 (pan)-30 (m)	705	16
		TIRS	100 (m)		

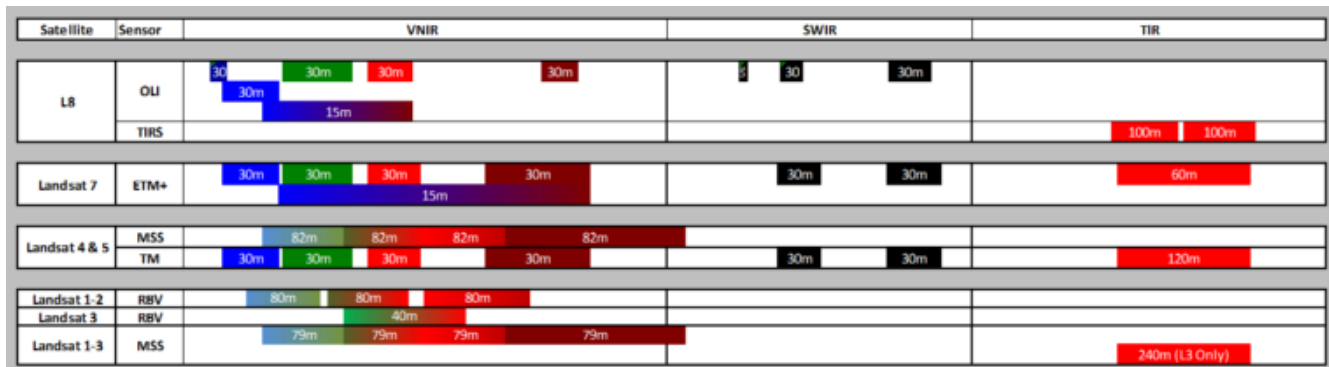


Figura 2.8: Rango de cobertura espectral y resolución espacial de las misiones Landsat (USGS, 2016).

2.2.4. Imágenes con post-procesamiento

El concepto imagen con post-procesamiento hace referencia a aquellos productos satelitales en que los datos de radiancia registrados (en bruto) son sometido a ciertos procesos posteriores (algoritmos) para corregir o extraer información adicional, generalmente parámetros físicos. En esta categoría destacan considerablemente los productos de MODIS, por su gran uso y alta variedad. Dichos productos se subdividen según el nivel de procesamiento (ver Tabla 2.3) y el tipo de parámetro extraído (atmósfera, criósfera, tierra y océano) entre los cuales destacan productos de: reflectancia, emisividad, agua precipitable, evapotranspiración, índice de vegetación, cobertura de nieve, temperatura de la superficie del mar, temperatura de la superficie del suelo, etc.

Por otro lado, la temperatura del aire es un parámetro clave y muy útil en varias aplicaciones como el pronóstico climático, estimación de precipitaciones, monitoreo ambiental, etc. (Flores & Lillo, 2010). En particular, en este trabajo es relevante obtener estimaciones de la temperatura del aire (en adelante T_a) cerca de la superficie con el propósito de estimar evaporación desde los cuerpos de agua en los humedales altiplánicos. Si bien este parámetro no puede ser obtenido directamente desde productos satelitales, es posible su estimación, mediante una calibración de la temperatura de la superficie del suelo (TSS en adelante) a través de las mediciones en terreno de la T_a .

Los productos satelitales más usados para la obtención de la TSS (también conocida como LST⁵) son los obtenidos de MODIS, los cuales han sido validados varias veces, generalmente con errores menores a 1 K (Moncet et al., 2011; Duan et al., 2013), avalando su uso para este estudio. MODIS (Moderate-Resolution Imaging Spectroradiometer) es un instrumento montado en los satélites Terra (EOS AM-1) y Aqua (EOS PM-1), que fueron lanzados el 18 de diciembre de 1999 y el 4 de mayo del 2002, respectivamente. MODIS registra 36 bandas espectrales entre el rango 0.41 y 14.4 μm , dos veces al día por cada satélite, en resoluciones de 250, 500 y 1000 m, valores que dependen del producto (Flores & Lillo, 2010). Es importante tener en cuenta que Terra y Aqua registran información dos veces al día (día y noche) pero a diferentes horas. Las horas en que registran en la región del Atiplano es aproximadamente:

- Terra
 - Día: 11 am.
 - Noche: 23 pm.
- Aqua
 - Día: 2 pm.
 - Noche: 2 am.

Los productos de TSS que se usarán son MOD11A1 (registrado por Terra) y MYD11A1 (registrado por Aqua), los que se obtienen a partir de las banda 31 (10.78-11.28 μm) y 32 (11.77-12.27 μm) en el infrarrojo termal y se le han corregido efectos atmosféricos y por emisividad (Janatian et al., 2016). Otras características relevantes son:

- Nivel de procesamiento: 3.
- Resolución temporal: 2 veces al día por cada satélite.
- Resolución espacial: 1 km \times 1 km.

⁵LST: Land Surface Temperature.

Tabla 2.3: Nivel de procesamiento a los productos de MODIS (Wolfe et al., 1998).

Procesamiento	Descripción
Level 0	Datos de MODIS en bruto. En su resolución original y ordenados temporalmente.
Level 1	Observaciones Level 0 a los cuales se le aplica algoritmos radiométricos para producir irradiancia en la resolución original de MODIS. Se almacena la geolocalización de los datos, calibración de los datos, etc.
Level 2	Parámetros geofísicos son recuperados del Level 1 mediante la aplicación de algoritmos para parámetros geofísicos. Los datos están en la misma resolución y localización que en el Level 1.
Level 3	Correcciones geométricas al Level 2, el cual ha sido puesto en una grilla y han sido temporalmente sobrepuestas. Los datos son definidos sobre un sistema de coordenadas conocido.
Level 4	Son datos que se generan a través de modelos o análisis de resultados de los parámetros en un Level inferior.

2.2.5. Combinación de información multisatelital

Existe información satelital proveniente de diferentes sensores y a su vez de diferentes grupos de satelites. En los últimos años, el uso de información de percepción remota que se deriva de varios satélites y sensores, ha ido ganando mayor popularidad. Este es el caso del producto Tropical Rainfall Measurement Mission (TRMM) Multi-Satellite Precipitation Analysis (TMPA) (en adelante TRMM-TMPA), uno de los productos más usados del mundo para la estimación de precipitación según Liu (2015). TRMM-TMPA combina información proveniente de los satélites TRMM y Aqua, la serie de satélites del Defense Meteorological Satellite Program (DMSP), la serie de satélites del National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) y los satélites del European Operational Meteorological (MetOp) (Huffman et al., 2010).

Por otro lado, una de las componentes claves de un balance hídrico es la precipitación. Esta variable es imprescindible en un amplio rango de aplicaciones, como la hidrología, agronomía, climatología y meteorología. Conocer información de la precipitación, no solo permite entender el balance hídrico en una escala global, sino que también ayuda a comprender las complejas interacciones del ciclo hidrológico en una región (Adler et al., 2000). La estimación de la precipitación se llevará a cabo mediante el producto de TRMM-TMPA, con el objeto de remediar la escasa red de monitoreo que hay en la región del Altiplano.

TRMM-TMPA ha sido numerosas veces comparado con otros productos, principalmente de tipo reanálisis. Schell et al. (2011) analizó el funcionamiento de TRMM-TMPA en la región los Andes Central, concluyendo que este obtiene buenos resultados a escala temporal mensual, escala que se considera adecuada para los objetivos de este trabajo. Sin embargo, sostiene que es importante tener una red de monitoreo con la cual se pueda combinar TRMM-TMPA para mejorar las estimaciones. Una conclusión similar obtuvo Hobouchian et al. (2012) que comparó varios productos de precipitación sobre sudamérica, entre los cuales se encuentra TRMM-TMPA V6 y RT, CPC, HYDRO y CoSch. En dicho trabajo, CoSch logró el mejor desempeño, concluyendo los autores que CoSch (Combined Scheme) funciona mejor debido a que realiza un ajuste de TRMM-TMPA con datos en superficie disponibles (calibración a través del Global Telecommunication System). De manera

similar, Blacutt et al. (2015) comparó CFSR, MERRA, TRMM-TMPA y CoSch en Bolivia, enfatizando en el buen funcionamiento que tiene TRMM-TMPA combinado con observaciones, aunque señala que aún existe el desafío de incorporar la dependencia topográfica, de altura, orientación de la pendiente, etc., en zonas montañosas.

TRMM es un satélite puesto en órbita el 27 de noviembre de 1997 por la National Aeronautics and Space Administration (NASA) en conjunto con la National Space Development Agency (JAXA), con el objetivo de estudiar la precipitación en los trópicos y subtropicos. Lleva a bordo 5 instrumentos, siendo los más importantes el Precipitation Radar (PR) y el TRMM Microwave Imager (Adler et al., 2007). TMPA, en cambio, es un producto que entrega datos de precipitación a partir de la integración de información satelital de distintas fuentes y de información de monitoreo en terreno, y utiliza el satélite TRMM como satélite “núcleo” para realizar una calibración local de los datos estimados. La metodología que emplea TRMM-TMPA se describe de manera simplificada a continuación (Huffman et al., 2007):

- Los datos de precipitación obtenidos a partir de información satelital en la banda microondas son calibrados y combinados.
- Posteriormente son creados los datos de precipitación con información satelital de la banda infrarroja usando una calibración de la precipitación obtenida con la banda microonda.
- A continuación, la información de los datos de estimación de precipitación obtenidos de los pasos anteriores son combinados.
- Finalmente, en caso de ser posible se incorporan los datos de precipitación medidos por estaciones en terreno.

Las características principales de los datos que se obtienen de TMPA son:

- Resolución espacial: $0.25^\circ \times 0.25^\circ$
- Resolución temporal: 3 hrs.
- Inicio de registro: 1 de enero de 1998.

Un detalle importante es que TRMM fue puesto fuera de servicio el año 2015. No obstante, el muestreo continua por el satélite GPM Core Observatory bajo la misión Global Precipitation Measurement Mission (GPM) y en un tiempo el producto TMPA pasará a ser parte del Integrated Multi-satellite Retrievals for GPM (IMERG) (Huffman et al., 2013).

Capítulo 3

Propuesta metodológica para la estimación del balance hídrico

En este capítulo se describe la metodología propuesta para estudiar el balance hídrico en los humedales altioplánicos. Las etapas para la estimación del balance hídrico y el análisis de resultados se resumen en el siguiente esquema:

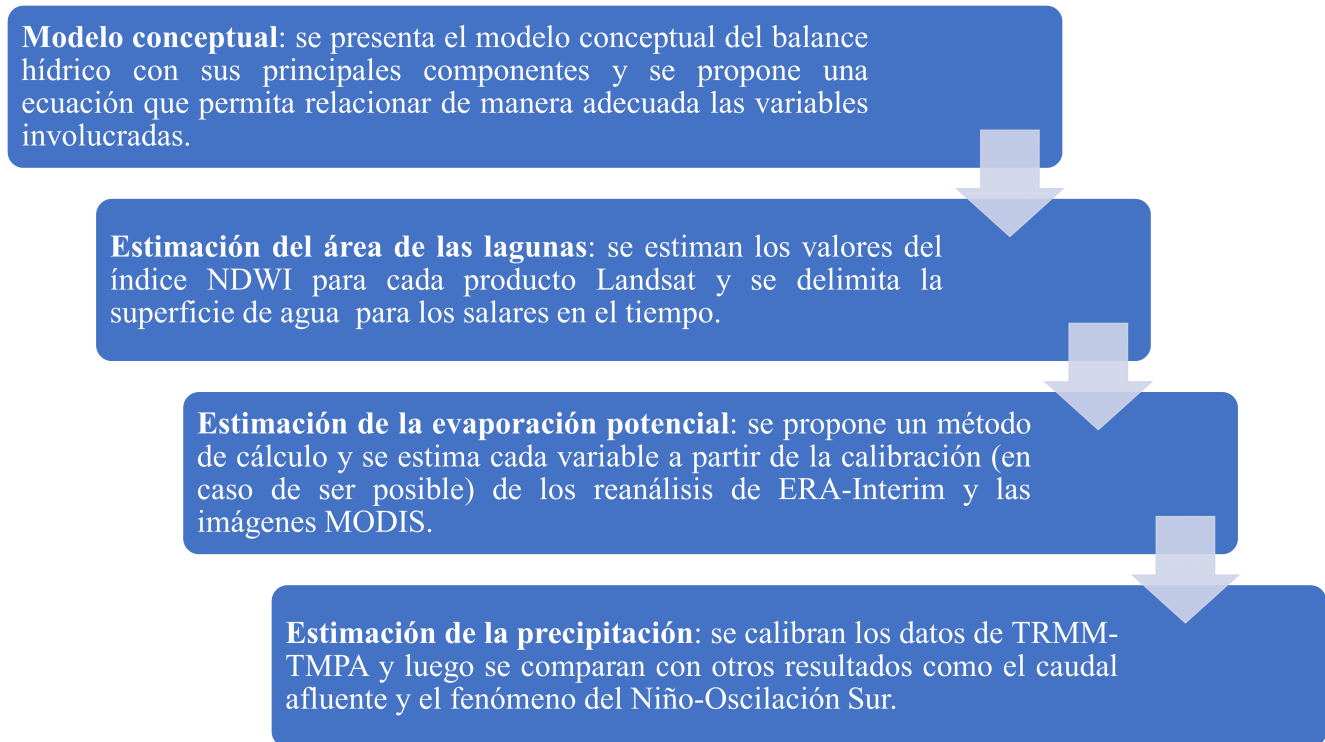


Figura 3.1: Esquema con las principales etapas de la propuesta metodológica.

A continuación se describe en mayor detalle cada etapa.

3.1. Modelo conceptual

A partir de los antecedentes analizados, se construyó un esquema conceptual de las principales componentes del balance hídrico en los humedales estudiados, el cual se muestra en la Figura 3.2. En dicha figura es posible apreciar las distintas interacciones entre las componentes que gobiernan el balance hídrico de los humedales, y los productos que se utilizan para la obtención de cada una de estas componentes. El esquema conceptual muestra que la principal fuente hídrica de los salares corresponde al caudal afluente proveniente de afloramientos de agua subterránea (Q_0), mientras que la principal pérdida se debe a la evaporación, que a su vez depende la evaporación potencial en la zona (E_0) y la superficie de agua de los salares (Ω). Por otro lado, se muestra la precipitación en el Altiplano, donde una fracción de esta logra infiltrar y recargar los acuíferos de la región. De dicho esquema se observa que la única variable que no puede obtenerse a través de los productos satelitales y/o reanálisis, es el caudal afluente a los cuerpos de agua en el salar.

Por otra parte, para cerrar el balance hídrico, se propone utilizar la ecuación propuesta por de la Fuente & Niño (2010). Dicha ecuación permite relacionar las variables identificadas en el esquema conceptual, posibilitando así, la obtención del caudal de recarga a la laguna. Dicha expresión fue estimada a partir de un balance de volumen y de masa de sales, y además considera la dependencia de la evaporación respecto a la concentración de sales, aspecto fundamental en el balance hídrico de los salares. La ecuación se presenta a continuación (de la Fuente & Niño, 2010):

$$Q_0 = \left(4.1 \left(\frac{S_0}{1250} \right)^{0.76} + 1 \right)^{-1} E_0 \Omega \quad (3.1)$$

donde:

- Q_0 : Caudal afluente a la laguna del salar.
- $S_0[g/l]$: Salinidad de los flujos de entrada a la laguna.
- Ω : Superficie de la laguna del salar.
- E_0 : Evaporación potencial de la laguna.

La ecuación 3.1 es válida para salinidades que varían entre $0 \leq S_0 \leq 70$ g/l. Además considera que la concentración de saturación de sales es 200 g/l y la concentración de sales a la cual la evaporación es nula es 500 g/l.

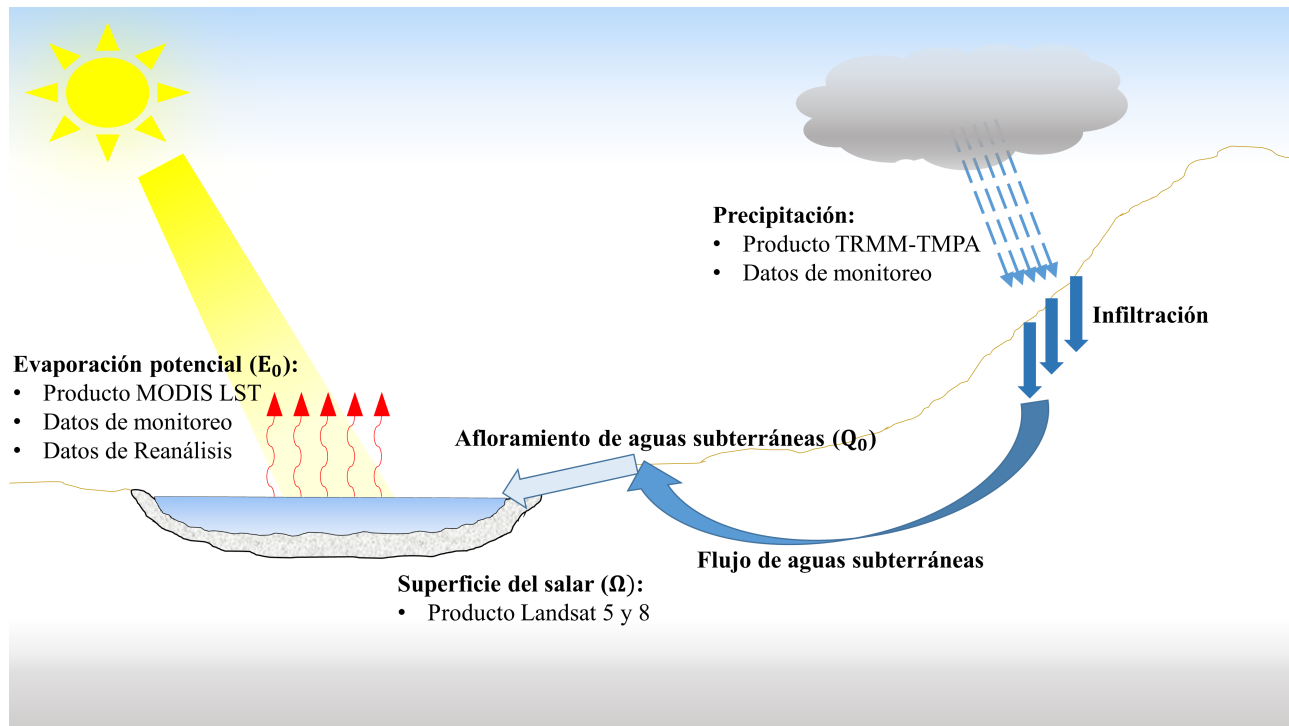


Figura 3.2: Modelo conceptual del balance hídrico en salares. Además se muestra el producto satelital utilizado para la obtención de cada variable.

A continuación se presenta la metodología con que se estiman las diferentes variables de la ecuación 3.1 y el esquema conceptual.

3.2. Estimación del área de las lagunas

El cálculo del área de los cuerpos de agua en los salares, se obtiene a través de la extracción del índice NDWI aplicado a las imágenes Landsat 5 y 8. El cálculo del índice NDWI depende de cada satélite, tal como se muestra a continuación:

- Landsat 5 (TM):

$$NDWI_{L5} = \frac{B_2 - B_4}{B_2 + B_4} \quad (3.2)$$

donde:

- B_2 : Corresponde a la banda 2 (verde) del sensor TM en Landsat 5. La longitud de onda que registra esta banda se encuentra entre los 0.52 y 0.6 μm .
- B_4 : Corresponde a la banda 4 (infrarrojo cercano) del sensor TM en Landsat 5. La longitud de onda que registra esta banda se encuentra entre los 0.76 y 0.9 μm .

- Landsat 8 (OLI):

$$NDWI_{L8} = \frac{B_3 - B_5}{B_3 + B_5} \quad (3.3)$$

donde:

- B_3 : Corresponde a la banda 3 (verde) del sensor OLI en Landsat 8. La longitud de onda que registra esta banda se encuentra entre los 0.53 y 0.59 μm .
- B_5 : Corresponde a la banda 4 (Infrarrojo cercano) del sensor OLI en Landsat 8. La longitud de onda que registra esta banda se encuentra entre los 0.85 y 0.88 μm .

Para la delimitación de los cuerpos de agua, es importante conocer los umbrales del índice NDWI que definen la superficie de agua como tal. Este umbral no es exacto debido a la resolución en que registran los satélites. Para realizar una aproximación de dicho umbral, se utiliza una imagen particular a la cual se le calcula la superficie del área mediante un análisis visual (usando del programa QGIS se delimita el área de manera manual). Posteriormente se calcula el área para la imagen antes mencionada mediante la aplicación de la ecuación 3.2 o 3.3, según sea el caso. A conitnuación, se ajusta el índice NDWI, hasta que el valor del área obtenido, coincida con el valor estimado de manera manual. Se debe tener en cuenta que la zona de análisis se limita a la costra salina del respectivo salar y que este procedimiento se debe realizar de manera independiente para Landsat 5 y 8 debido a que registran en diferentes rangos espectrales.

3.3. Estimación de la evaporación potencial

Para el cálculo de la evaporación potencial se escogió un modelo tipo aerodinámico, debido a que tiene una forma simple, utiliza las variables más esenciales de las cuales depende la evaporación y que además son usualmente medidas y presenta gran cantidad de resultados satisfactorios (Singh & Xu, 1997). Este método está basado en la ley de Dalton, y se han presentado numerosas versiones del método. En este trabajo se usará la expresión propuesta por Thornthwaite & Holzman (1939), con una pequeña modificación que considera que el viento y la temperatura no necesariamente están medidas a la misma altura:

$$E_0 = -0.622 \frac{\rho_a}{P} \rho_w^{-1} \kappa^2 u_0 \frac{(e - e_0)}{\ln\left(\frac{z_{wnd}}{z_0}\right) \ln\left(\frac{z}{z_{0e}}\right)} \quad (3.4)$$

donde:

- E_0 : evaporación potencial.
- u_0 : velocidad del viento.
- ρ_a : densidad del aire (1.2 kg/m^3).
- ρ_w : densidad del agua (1000 kg/m^3).
- P : presión atmosférica.
- κ : constante de von Kármán (0.41).
- e_0 : presión de vapor de saturación.
- e : presión de vapor real.
- z_{wnd} : altura de medición del viento.
- z_0 : altura de rugosidad de la superficie de agua.
- z_{0e} : altura de rugosidad asociada a la evaporación.
- z : altura a la cual se calcula la presión de vapor.

Por otra parte, se tiene que la presión de vapor de saturación [kPa] se calcula mediante la siguiente ecuación (Allen et al., 2006):

$$e_0 = 6.11 \exp\left(\frac{17.625T_a}{T_a + 243.04}\right) \quad (3.5)$$

donde:

- T : Temperatura del aire [$^{\circ}\text{C}$].

La presión de vapor real se calcula como:

$$e = \frac{HR}{100} e_0 \quad (3.6)$$

donde:

- HR : humedad relativa.
- e_s : presión de vapor de saturación.

La presión atmosférica se aproximará a un valor constante para una cota altimétrica fija. La presión atmosférica [kPa] se calcula como (Neitsch et al., 2011):

$$P = 101.3 - 0.01152 \cdot EL + 0.544 \cdot 10^{-6} \cdot EL^2 \quad (3.7)$$

donde:

- EL : elevación del terreno en el punto de análisis [m].

La altura de rugosidad de la superficie de agua z_0 no tiene un valor exacto, pero se estima que varía entre 0.01 y 0.06 cm (Almedeij, 2016). Por otro lado se sabe que la altura de rugosidad del agua es 7.4 veces la altura de rugosidad de la evaporación (Brutsaert, 1975).

La temperatura del aire se obtendrá de dos formas:

1. Una forma de obtener la temperatura del aire, es de la calibración en el tiempo de los datos de temperatura superficial del suelo de MODIS con los datos de temperatura de las estaciones correspondientes a cada píxel. Dicha calibración corresponderá a la estación más cercana y durante todo el período que MODIS permita. Dado que el producto de Terra es el que presenta más datos (comienzo de registro el 2000), se rellenarán los datos erróneos de Terra calibrados con los datos Aqua en caso de ser posible.
2. La otra forma en que se obtendrá la temperatura es a través de la calibración en el tiempo de los datos de temperatura del aire de ERA-Interim con los datos de temperatura observados.

Por otra parte, para la humedad relativa y el viento, se usarán datos de ERA-Interim. Estas variables son medidas con menos frecuencia, no obstante, en caso de ser posible se hará una

calibración análoga a la mencionada con la temperatura del aire.

3.4. Estimación de la salinidad afluyente a las lagunas

La salinidad del caudal afluyente a las lagunas de los salares es un dato complejo de obtener, por lo que se considerará constante, y los valores se obtendrán a partir de mediciones que se hallan realizado en terreno para los salares respectivos. Este valor depende a su vez del afluyente que se analice, por lo cual se hará una ponderación de caudales para obtener una única salinidad de entrada:

$$S_0 = \frac{\sum_{i=1}^n S_i Q_i}{\sum_{i=1}^n Q_i} \quad (3.8)$$

donde:

- S_i : salinidad del afluyente i .
- Q_i : caudal afluyente i .

3.5. Estimación de la precipitación

Si bien la precipitación no está dentro los parámetros de interés para el uso de la ecuación 3.1, esta será estimada para conocer si es que tiene alguna relación con los caudales afluentes o el fenómeno ENOS.

Los datos obtenidos de TRMM-TMPA son calibrados mediante las observaciones en terreno para toda la serie de tiempo. Esta calibración se realiza a nivel mensual, escala temporal mínima considerada para el trabajo y adecuada para el mejor funcionamiento del producto (Scheel et al., 2011).

Para facilitar el análisis comparativo con el índice NIÑO-3.4, a continuación se presenta un método de normalización para la precipitación que permite analizar el déficit o superávit de la precipitación respecto a la media para un período establecido.

$$X_{i-norm} = \frac{X_i - \mu}{\sigma} \quad (3.9)$$

donde:

- X_{i-norm} : dato de precipitación normalizado.
- X_i : dato de precipitación a normalizar.
- μ : promedio de la serie de datos de precipitación utilizada.
- σ : desviación estándar de la serie de precipitación.

Por otra parte, los pasos previos para utilizar de manera correcta los datos TRMM en la zona, son los siguientes:

- En primera instancia se traspasan los datos de UTC¹ a hora local de Chile.
- Dado que los datos se obtienen cada 3 horas, se asume que en dicho intervalo de tiempo se tiene una precipitación constante, por lo que cada dato se multiplica por 3.
- Posteriormente se procede a asignar a un paso anterior cada dato obtenido, de forma que la precipitación calculada en el tiempo t se le asigna al período $[t-1, t[$.
- Finalmente se suma la precipitación a nivel mensual durante el período de tiempo de medición.

3.6. Validación de resultados

Dado que se realizaran varias calibraciones de los parámetros analizados, es necesario conocer la eficiencia del ajuste y también tener indicadores del funcionamiento de la calibración. A continuación se presentan los indicadores a utilizar:

3.6.1. Coeficiente de correlación de Pearson

En el caso de la calibración o comparación, el coeficiente de correlación de Pearson es útil para medir el nivel de relación lineal entre dos variables:

$$r = \frac{\sum_{i=1}^n (O_i - \bar{O})(P_i - \bar{P})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (O_i - \bar{O})^2} \sqrt{\sum_{i=1}^n (P_i - \bar{P})^2}} \quad (3.10)$$

donde:

- O_i : dato observado i .
- \bar{O} : promedio de los datos observados.
- P_i : dato del producto i .
- \bar{P} : promedio del dato del producto.

3.6.2. Ráiz del Error Cuadrático Medio

Se utiliza como indicador del error el RMSE:

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n e_i^2} \quad (3.11)$$

donde:

¹Coordinated Universal Time.

- e_i : diferencia entre el valor observado y el valor del producto.
- n : cantidad total de datos comparados.

3.6.3. Error Medio Absoluto

Se utiliza como indicador del error el MAE:

$$MAE = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n |e_i| \quad (3.12)$$

- e_i : diferencia entre el valor observado y el valor del producto.
- n : cantidad total de datos comparados.

Capítulo 4

Aplicación de metodología

En este capítulo se describe el procedimiento realizado al aplicar la metodología propuesta. Se debe tener en cuenta que esta metodología se aplicó en dos sistemas particulares, por lo que en este capítulo se agrega el detalle de la elección y se hará énfasis en las particularidades llevadas a cabo en el análisis de los humedales escogidos.

Las secciones de este capítulo son las siguientes:

- Selección de humedales e información recopilada.
- Estimación de la superficie de los cuerpos de agua.
- Estimación de la evaporación potencial.
- Estimación de la salinidad.
- Estimación del caudal afluente a los salares.
- Estimación y análisis de la precipitación.

4.1. Selección de humedales e información recopilada

4.1.1. Criterios de selección

Para la selección de los humedales, se utilizaron los siguientes 4 criterios: disponibilidad de información de monitoreo, tamaño de las lagunas, intervención antrópica y ubicación. El detalle del por qué se eligieron estos criterios y de su implementación se presenta a continuación:

1. **Disponibilidad de información de monitoreo:** la disponibilidad de información es un factor relevante en la calibración y validación de los productos satelitales y reanálisis utilizados. Una mayor disponibilidad de información permite establecer o descartar relaciones de manera más precisa, y obtener ajustes de los datos que representen de mejor manera la distribución espacial y temporal de las variables en estudio. Así mismo, se mejora el análisis de las incertezas involucradas en el uso de las forzantes obtenidas.

Para analizar la disponibilidad de la información se utilizaron los mapas mostrados en las

Figuras 4.1, 4.2, 4.3 y 4.4. Se cuantificaron las estaciones cercanas a los humedales que estaban en la zona de estudio y las características de las variables que las estaciones medían. Se evaluó además, el número de observaciones que las estaciones habían medido desde enero de 1979 hasta diciembre del 2016, correspondiente al período de análisis más extenso de los productos utilizados.

2. **Tamaño de las lagunas:** el tamaño de las lagunas es una variable que está en directa relación con la resolución espacial de los productos satelitales y el reanálisis. Mientras mayor sea el área, existe una mayor probabilidad de obtener datos más precisos a nivel local de la laguna. Lo anterior es especialmente relevante en el uso de las imágenes de Landsat. Para comparar los tamaños de las lagunas se utiliza la Tabla A.10. Cabe destacar que además se realizó una verificación visual del tamaño de las lagunas en Google Earth.
3. **Intervención antrópica:** parte de los objetivos de este estudio era analizar la incidencia de los factores antrópicos en la disponibilidad hídrica de los humedales, de tal forma de poder realizar una comparación de la incidencia de dicho factor. Para analizar este criterio se realizó una recopilación de antecedentes sobre el impacto que han recibido los sistemas altiplánicos durante los últimos años.
4. **Ubicación:** finalmente, muy de la mano con el punto anterior, la ubicación de los salares, en particular, la cercanía a la que estos se encuentren, permite identificar de mejor manera los factores externos de los naturales (a nivel local) que podrían incidir en la disponibilidad hídrica de los sistemas. Esto, dado que se espera que mientras más cerca estén los salares (no solo en distancia horizontal sino también en altura), compartan condiciones climáticas a nivel local semejantes. Para lo anterior se calculó la distancia entre pares de salares designados y se comparó también la altura.

4.1.2. Catastro de estaciones

A continuación se presenta la ubicación de las estaciones meteorológicas sobre los 2000 m.s.n.m. catastradas en la zona de estudio. Además se agrega la ubicación de los humedales tipo salar que existen en las regiones consideradas. Para mayor detalle de la información presentada revisar los Anexos sección A.

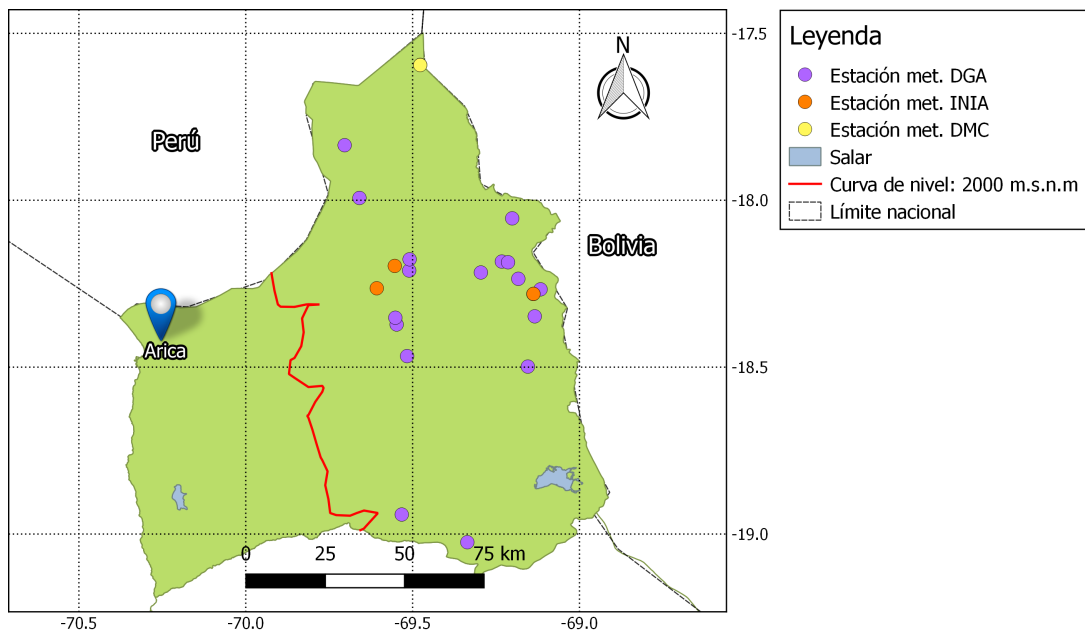


Figura 4.1: Estaciones y salares catastrados en la región de Arica y Parinacota.

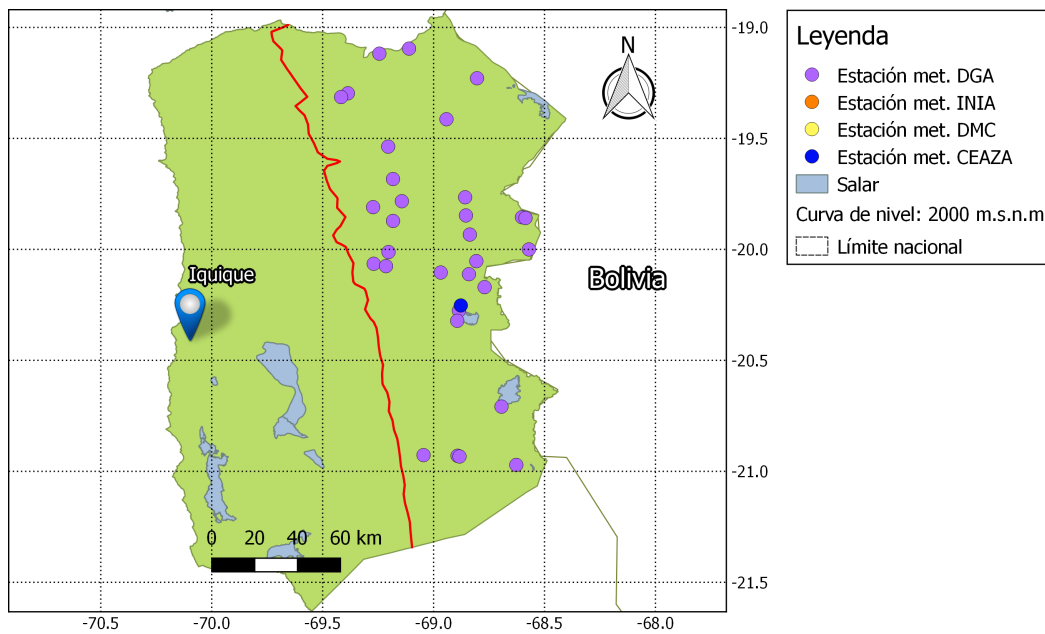


Figura 4.2: Estaciones y salares catastrados en la región de Tarapacá.

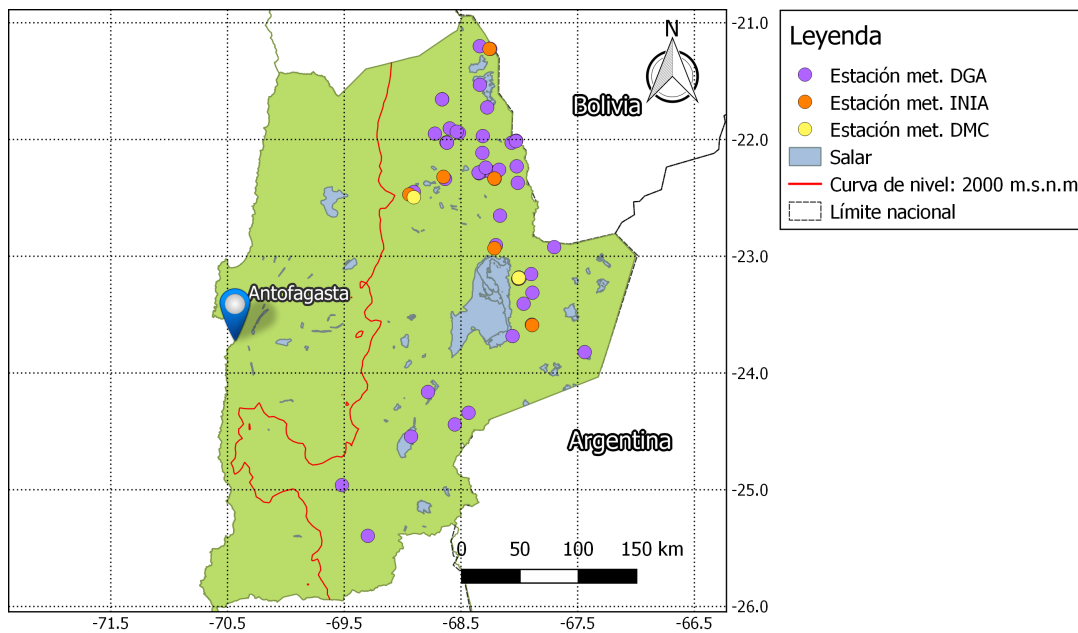


Figura 4.3: Estaciones y salares catastrados en la región de Antofagasta.

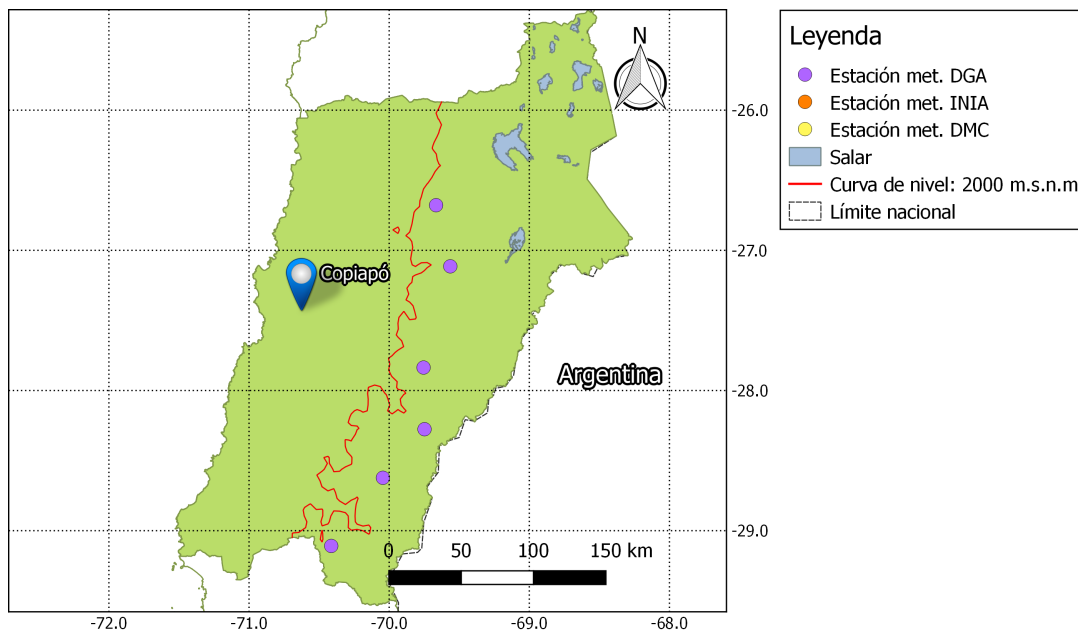


Figura 4.4: Estaciones y salares catastrados en la región de Atacama.

4.1.3. Selección de humedales

Teniendo en cuenta los criterios expuestos anteriormente, se escogió el Salar del Huasco y el Salar de Coposa como los sistemas de estudio. Las razones se describen a continuación:

- Si bien existen varias estaciones en la zona de estudio de los salares, la mayoría está concentrada dentro de la cuenca del Salar del Huasco (9 de las 10 estaciones). A pesar de lo anterior, la estación Coposa presenta datos desde 1982, y está ubicada muy cerca de la laguna

del Salar de Coposa. En la cuenca del Salar del Huasco se destaca la estación de Coyacagua con observaciones desde 1961. Otro aspecto muy relevante que incidió en trabajar sobre estos salares, es la presencia de la estación Salar de Huasco del CEAZA¹. Esta estación tiene datos a nivel horario desde el 25 de septiembre del 2015, por lo que es útil para afinar el análisis temporal del estudio.

- Respecto a la intervención antrópica a la cual están sometidos los salares, existen antecedentes que contrastan bastante entre estos. Por un lado, el Salar del Huasco fue declarado sitio RAMSAR en 1996, además fue nombrado Santuario de la Naturaleza el año 2005. Debido a lo anterior, el Salar del Huasco es sometido a criterios de protección, sobre los cuales no hay evidencia de impactos significativos antrópicos. Caso contrario es el caso del Salar de Coposa, el cual no cuenta con ninguna forma de respaldo de tipo oficial y sobre el cual existen antecedentes claros del impacto que ha recibido por parte de la extracción de agua subterránea de CMDIC². Ejemplo de lo anterior, es la sobreestimación de la extracción de agua el 2004, que llevó a realizar métodos de mitigación a través de riego artificial sobre la vegetación en el sector Jachucoposa desde el 2008 (Orellana et al., 2013).
- Si bien los salares escogidos no son los más grandes que existen en el Altiplano, si cumplen con estar dentro de un rango de área significativo, ubicándose en el undécimo lugar el Salar del Huasco (2.5 km²) y en sexto lugar el Salar de Coposa (5 km²), del inventario presentado en la Tabla A.10.
- El Salar del Huasco y el Salar de Coposa cumplen con estar situados a una distancia relativamente baja (48 km aproximadamente) y compartir alturas similares (3778 y 3730 m s.n.m, respectivamente). De esta forma es posible suponer que existe similitud en las condiciones climáticas a las cuales están expuestos los salares. Esta idea se corrobora con lo presentado por Risacher et al. (2003), en donde señala valores de precipitación y tasa de evaporación anual similares para ambos salares. En el caso de la precipitación, señala una tasa igual a 150 mm/año en el Salar del Huasco y de igual magnitud para el Salar de Coposa. En el caso de la evaporación los valores difieren levemente, señalando que la evaporación potencial anual en el Salar del Huasco es de 1240 mm y en el Salar de Coposa es de 1300 mm.

Escogidos estos dos sistemas, se limitó la zona de estudio a la Región de Tarapacá, región a la cual pertenecen ambos humedales y zona en la cual se recopilará la información de monitoreo, satelital y de reanálisis. El detalle de la ubicación de los salares se presenta en la Figura 4.5.

¹Centro de Estudios Avanzados en Zonas Áridas.

²Compañía Doña Inés de Collahuasi.

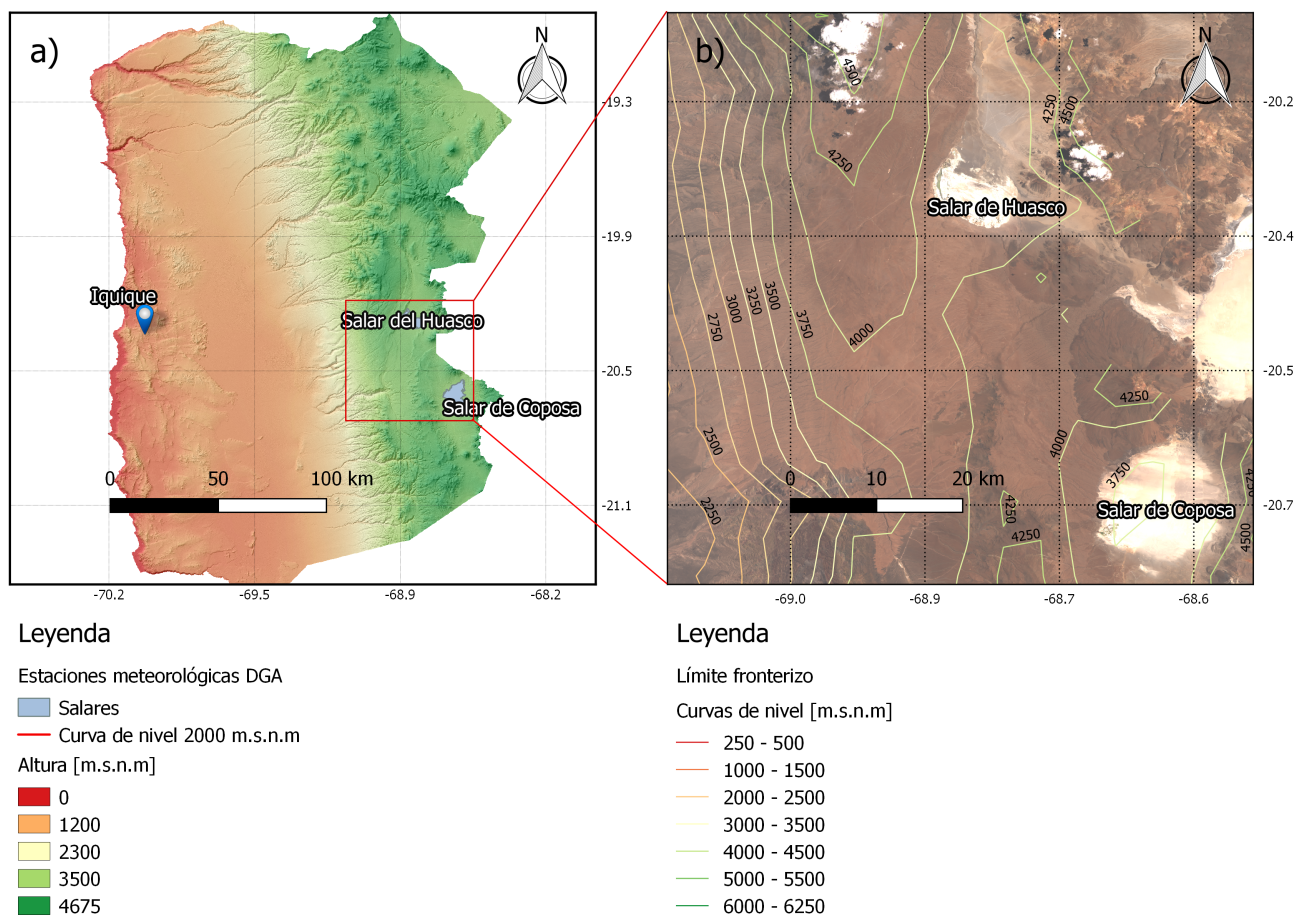


Figura 4.5: En (a) se muestra la topografía de la región de Tarapacá, junto con la ubicación de los salares en estudio. En (b) se realiza un acercamiento a la zona donde se ubican ambos salares en una imagen captada por el satélite Landsat 8. Se agregan además de las curvas de nivel de la zona para (b).

4.1.4. Recopilación de información

A continuación se resumen los principales detalles de la información satelital, de reanálisis y de monitoreo recopilada para este estudio, considerando como zona de estudio la región de Tarapacá:

ERA-Interim

- Recopilado desde: 1 de enero de 1979 hasta el 31 de diciembre de 2016.
- Fuente: <http://apps.ecmwf.int/datasets/data/interim-full-daily/levtype=sfc/>
- Variables obtenidas:
 - Temperatura (600 hPa, 650 hPa, 2 metros sobre la superficie).
 - Humedad relativa (600 hPa, 650 hPa, 2 metros sobre la superficie).
 - Viento (600 hPa, 650 hPa, 10 metros sobre la superficie).
- Observaciones:
 - La series de tiempo para cada variable están completas en el registro señalado.

- Las variables fueron obtenidas a las 00:00, 06:00, 12:00 y 18:00 horas (GMT) para cada día.
- Los datos se descargaron a 3 niveles distintos³. El primer nivel es el de superficie, y los otros dos niveles son atmosféricos correspondientes a presiones de 650 y 600 hPa. Estos últimos niveles fueron escogidos debido a que la presión atmosférica sobre los salares está dentro de ese rango.

MODIS

- Imágenes recopiladas desde:
 - Satélite Terra: 24 de febrero de 2000 hasta 21 de agosto de 2016.
 - Satélite Aqua: 4 de julio de 2002 hasta 21 de agosto de 2016.
- Fuente: <https://ladsweb.nascom.nasa.gov/search/>
- Variable obtenida: Temperatura del suelo.
- Observaciones:
 - No todas las imágenes están disponibles dentro del rango de tiempo solicitado.
 - Los satélites Terra y Aqua capturan información diaria a distintas horas. Dicha hora no es exacta pero se puede estimar que los rangos son los siguientes: para el satélite Terra la hora de captura durante el día varía entre las 10:00 y 12:00 horas y en la noche entre las 22:00 y 00:00 horas, en cambio el satélite Aqua captura de día entre las 13:00 y 15:00 horas y de noche entre las 01:00 y 03:00 horas. Las horas mencionadas están en hora local.

Landsat

- Recopilado desde:
 - Landsat 5: 12 de marzo de 1984 hasta 8 de noviembre del 2011.
 - Landsat 8: 19 de abril del 2013 hasta el 23 de diciembre del 2016.
- Fuente: <https://earthexplorer.usgs.gov/>
- Observaciones:
 - Solo se descargaron imágenes cuyo contenido de nubosidad fuera igual o menor a 50 %.

TRMM-TMPA

- Recopilado desde: 1 de enero de 1998 hasta el 30 de noviembre del 2016.
- Fuente: <https://giovanni.sci.gsfc.nasa.gov/giovanni/>
- Observaciones:
 - Toma de datos cada 3 horas: 00:00, 03:00, 06:00, 09:00, 12:00, 15:00, 18:00 y 21:00 horas.

La información recopilada corresponde principalmente a las temperaturas extremas diarias, temperatura media diaria y precipitación mensual. Estas variables son las únicas de interés que

³Se descargaron los datos a distintos niveles de presión debido a que la grilla en superficie que utiliza el modelo de ERA-Interim tiene problemas para reproducir de manera adecuada la topografía de la zona. Lo anterior se debe a que el modelo de ERA-Interim interpola a una resolución de 0.7° por 0.7° (aproximadamente 80 km por 80 km en la zona de estudio) lo cual puede tener importantes errores en regiones con topografía compleja.

disponen las estaciones de la DGA en la Región de Tarapacá. Por otro lado, cabe señalar que la Estación Salar del Huasco (dependiente del CEAZA), es la única de la zona de estudio con datos públicos de medición de viento, humedad relativa, temperatura, entre otras, a nivel horario. Esta estación solo tiene mediciones a partir del 25 de septiembre del 2015, sin interrupción hasta el 31 de diciembre del 2016.

A continuación se presentan dos mapas con la distribución de estaciones y una clasificación de la cantidad de datos que estas presentan para las precipitaciones y temperaturas extremas:

- La Figura 4.6 representa en años la cantidad de meses totales que se han medido de precipitación para las estaciones de la zona de estudio. La grilla mostrada y el período de los datos utilizados se corresponden con la grilla y la serie del producto 3B42-B7 (TRMM-TMPA).
- La Figura 4.7 representa en años la cantidad de días totales en que se han medido las temperaturas extremas para las estaciones de la zona. La grilla mostrada y el período de los datos utilizados se corresponden con la grilla y la serie de tiempo de ERA-Interim.

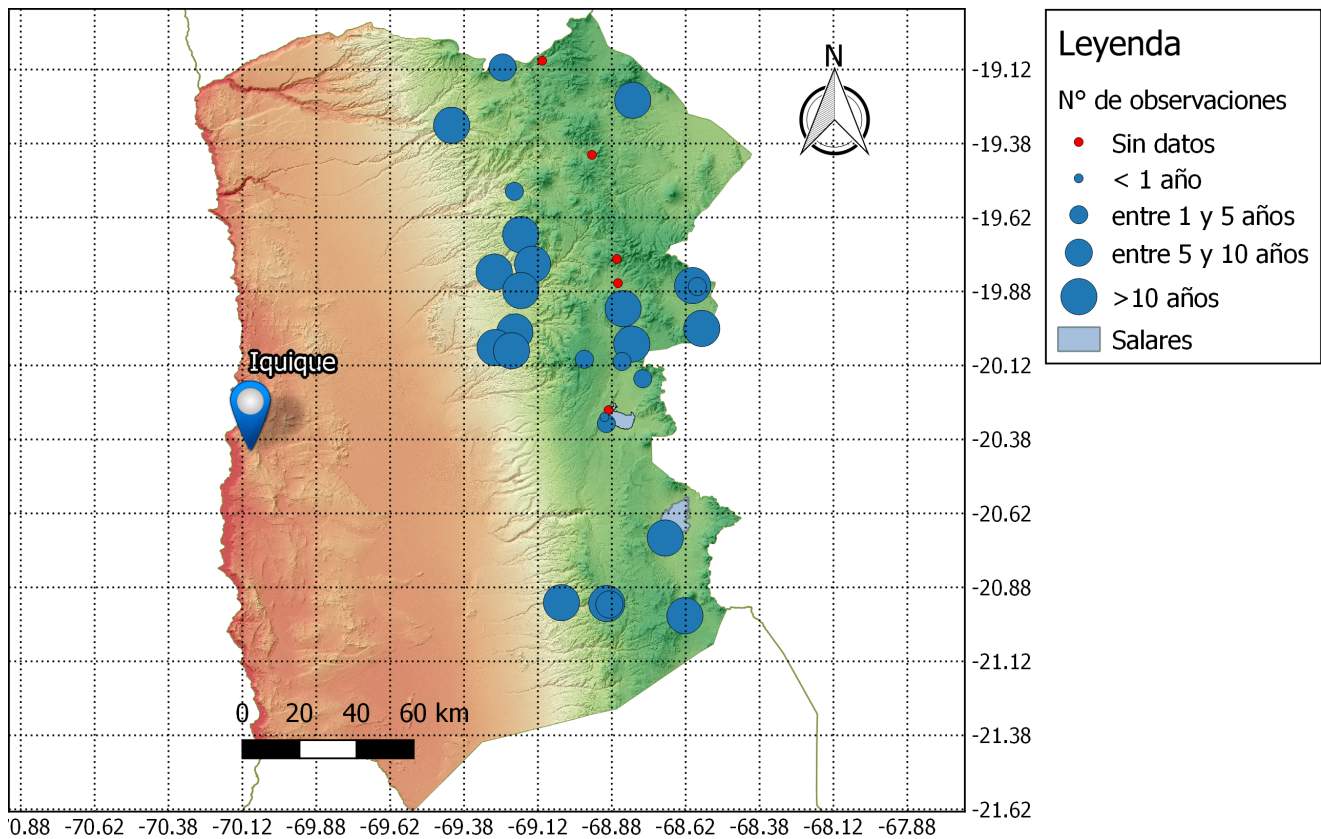


Figura 4.6: Mapa de la distribución de estaciones que miden precipitación en la zona. El número de observaciones corresponde a las mediciones de precipitación mensual entre el enero de 1998 y diciembre del 2016.

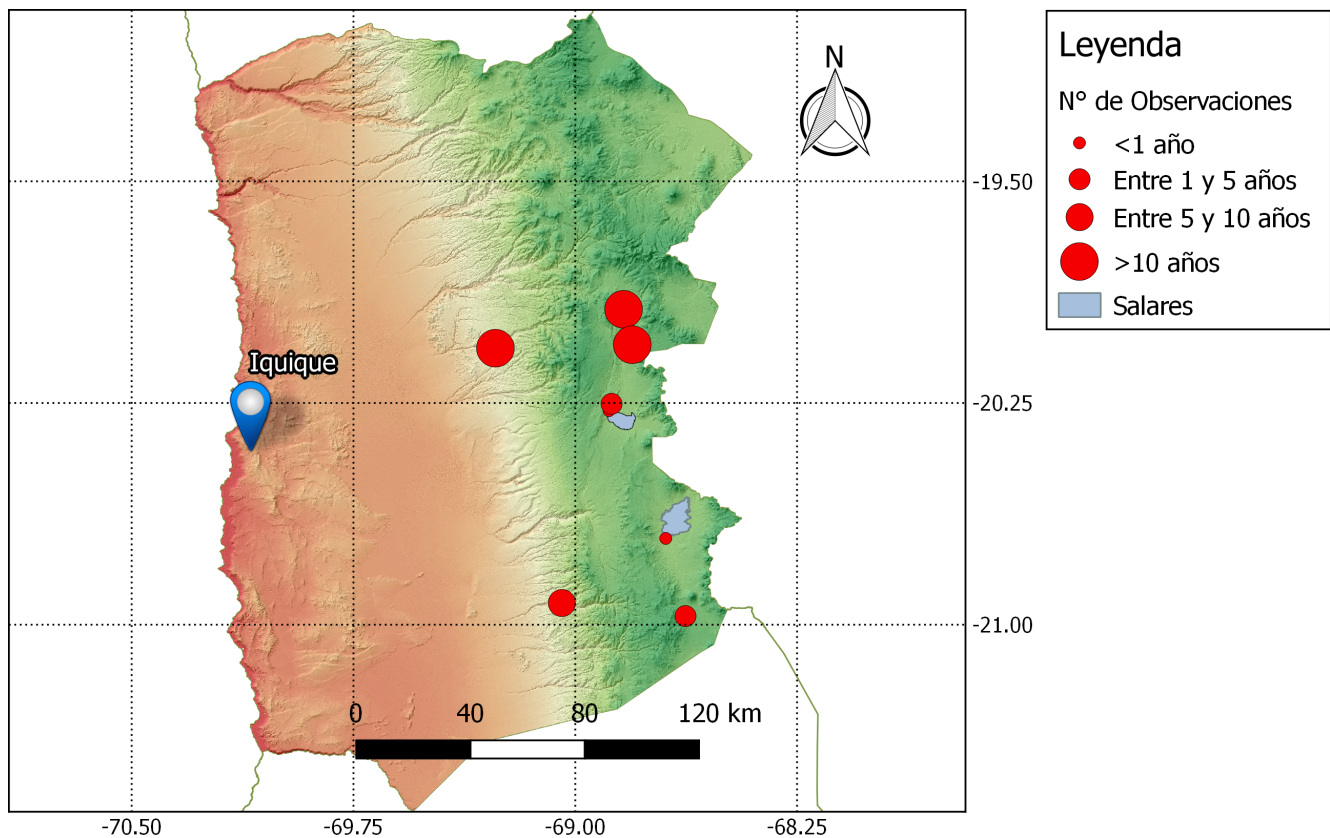


Figura 4.7: Mapa de la distribución de estaciones que miden temperatura en la zona. El número de observaciones corresponde a las mediciones de temperaturas extremas diarias entre el enero de 1979 y diciembre del 2016.

4.2. Estimación de la superficie de los cuerpos de agua

En esta sección se presentan los detalles de la implementación de la metodología descrita en la Sección 3.2, enfocada a la determinación del área de los cuerpos de agua en el Salar del Huasco y Salar de Coposa. Esta metodología se subdividió en 3 etapas:

- Ajuste del índice NDWI.
- Procesamiento de las imágenes Landsat.
- Cálculo de la superficie de agua en los salares.

A continuación se desarrolla en detalle cada una de las etapas mencionadas.

4.2.1. Ajuste del índice NDWI

Para los salares escogidos el procedimiento realizado para llevar a cabo el ajuste del índice NDWI, fue el siguiente:

- El ajuste se realizó solo en la costra salina del Salar del Huasco. Se realizó de esta forma ya que

dada la cercanía entre los salares, el Salar de Coposa se encuentra dentro de la misma imagen de análisis, por lo que los índices NDWI son iguales para ambos (verificado visualmente).

- Se eligieron dos imágenes (una para cada satélite). Si bien, no es relevante la fecha de toma de las imágenes, se escogieron en períodos de baja nubosidad (otoño-invierno).
- Posteriormente se delimitaron de manera visual (método manual) todos los cuerpos de agua dentro del salar y posteriormente se calculó su superficie. Este procedimiento se realizó mediante QGIS.
- Finalmente se procedió a calcular el área mediante la aplicación del índice NDWI, ajustando este índice de manera que coincidiera con la superficie obtenida a través del método manual. En las Figuras 4.8 y 4.9, se muestra la comparación final de este procedimiento para los respectivos productos.

Empleada las etapas anteriores, se obtuvieron los resultados de la Tabla 4.1:

Tabla 4.1: Resultados obtenidos del ajuste del índice NDWI para Landsat 5 y Landsat 8.

Imagen	Fecha de registro	NDWI umbral	Superficie NDWI [km ²]	Superficie visual [km ²]
Landsat 5	15 de mayo de 1999	0.095	2.248	2.247
Landsat 8	5 de mayo de 2013	0.005	1.674	1.672

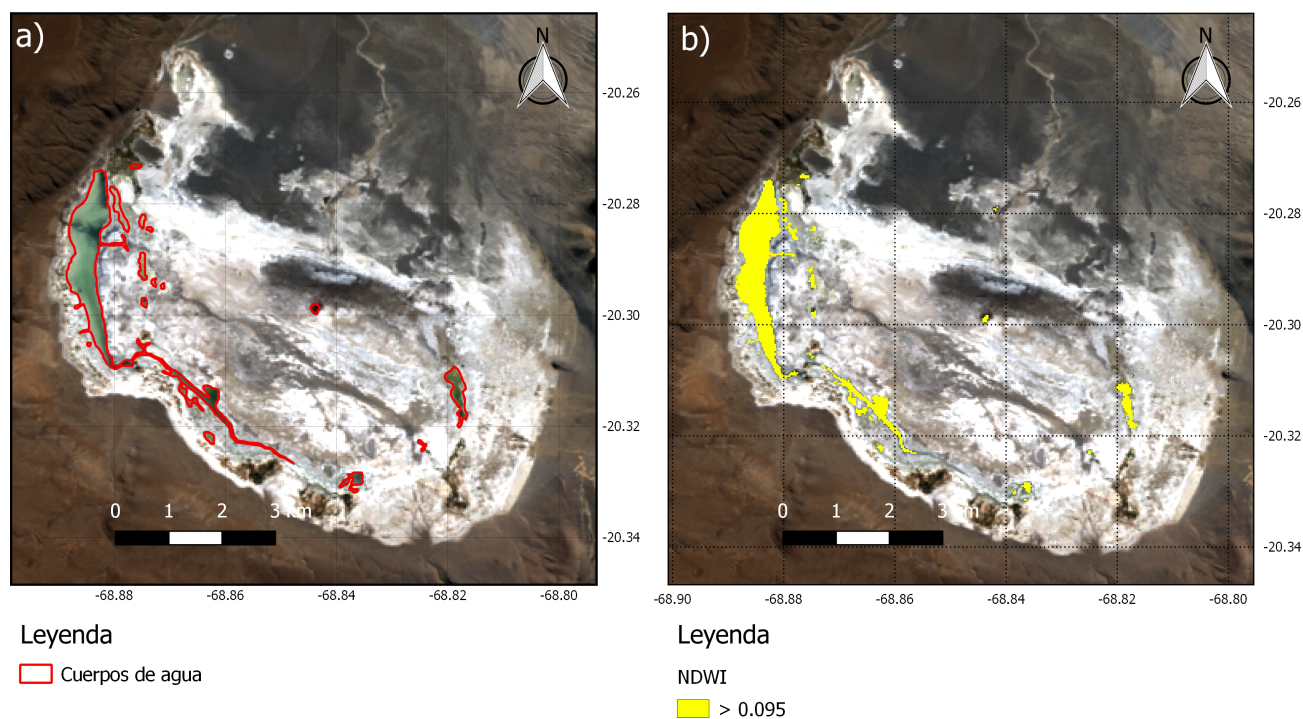


Figura 4.8: Ajuste del umbral del índice NDWI para la Landsat 5. En (a) se muestran los cuerpos de agua delimitados manualmente. En (b) se muestra la superficie de agua que se extrae imponiendo un umbral del índice NDWI mayor o igual a 0.095.

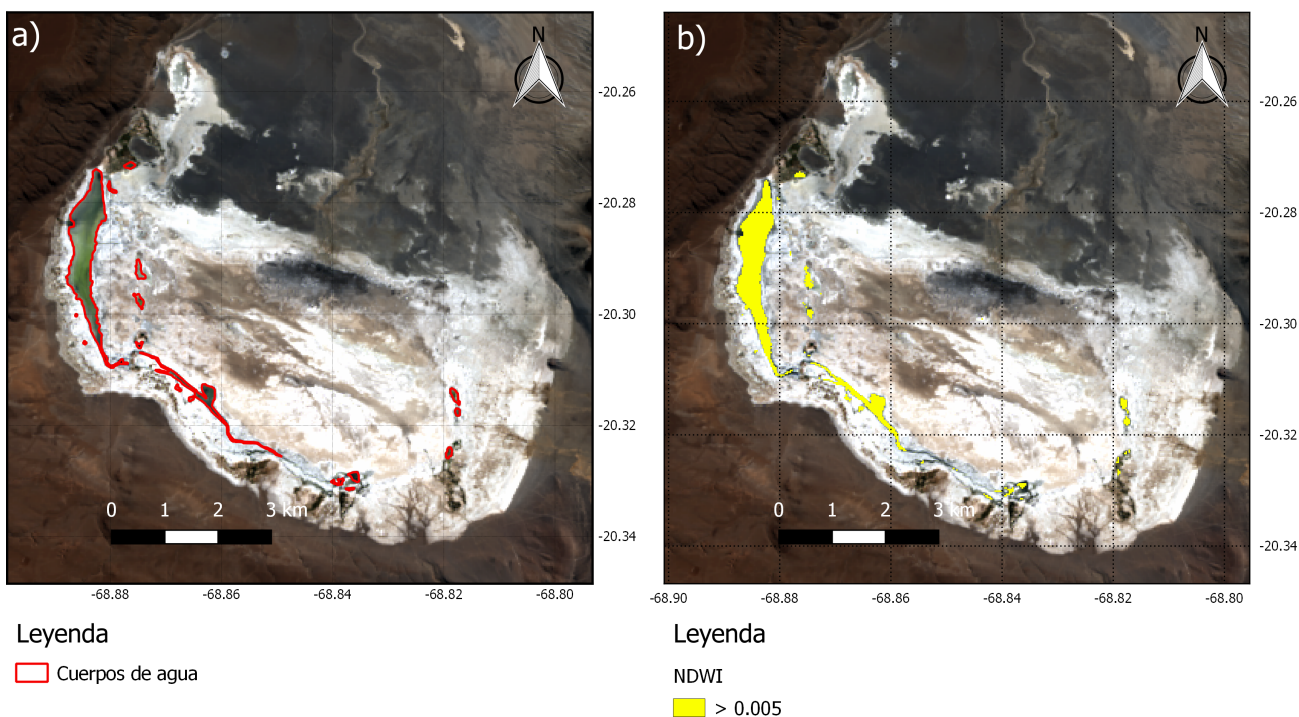


Figura 4.9: Ajuste del umbral del índice NDWI para la Landsat 8. En (a) se muestran los cuerpos de agua delimitados manualmente. En (b) se muestra la superficie de agua que se extrae imponiendo un umbral del índice NDWI mayor o igual a 0.005.

4.2.2. Procesamiento de imágenes Landsat

En esta segunda etapa, las imágenes Landsat se trabajaron mediante rutinas programadas en MATLAB©, para automatizar la extracción de la superficie de agua de estas. A continuación se presentan las etapas desarrolladas para la extracción de la superficie de agua, y en la Figura 4.10 se esquematizan dichas etapas para el Salar del Huasco. El procedimiento es análogo en el Salar de Coposa.

1. Creación de máscara: Se confeccionó una máscara en QGIS que delimitara la zona a la costra de los salares, zona donde se quiere calcular la superficie de agua. Esto se realizó de manera manual, mediante la visualización de la costra salina. Esta costra es relativamente invariante en el tiempo por lo que esta etapa solo se realiza una vez para cada salar (ver (a) en Figura 4.10).
2. Aplicación de máscara: Se aplicó la respectiva máscara a cada imagen para obtener solo los datos relevantes de cada banda. Este procedimiento se llevó a cabo solo en las bandas 2 y 4 para Landsat 5 y 3 y 5 para Landsat 8, las bandas que efectivamente se hacen uso en este estudio (ver (b) en Figura 4.10).
3. Cálculo del índice NDWI: A continuación se procedió al cálculo del índice NDWI mediante las ecuaciones 3.2 y 3.3, según fuese el caso. En esta etapa, el valor de los píxeles de la imagen se encuentran entre -1 y 1 (ver (c) en Figura 4.10).

4. Cálculo de la superficie de agua: Finalmente se aplica el índice umbral presentado en la Tabla 4.1 a la imagen. Así, de forma simple se suman los píxeles que corresponden a agua y se multiplican por 900 m^2 , valor correspondiente a la resolución espacial de Landsat (ver (d) en Figura 4.10).

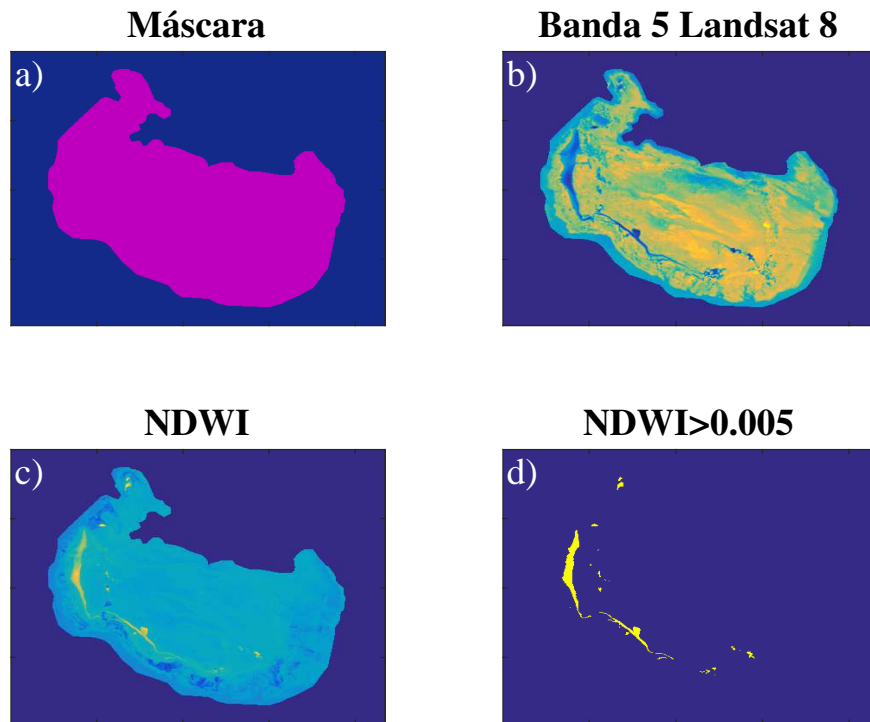


Figura 4.10: Etapas desarrolladas para la obtención de la superficie de agua en el Salar del Huasco. En (a) se muestra la máscara utilizada. En (b) se aplicó la máscara a la Banda 5 (NIR) de Landsat 8. En (c) se calculó del índice NDWI. En (d) se aplicó el índice umbral, para identificar la superficie que efectivamente es agua.

4.2.3. Cálculo de la superficie de agua en los salares

El cálculo de la superficie de los cuerpos de aguas en el Salar de Huasco y Salar de Coposa se presentan en las figuras 4.11 y 4.12, respectivamente. La serie de áreas fue calculada a nivel diario desde el 1 de enero de 1984 hasta el 23 de diciembre del 2016, con al menos 16 días de diferencia entre los datos. En la Figura 4.11, no se muestran los valores más grandes de la serie, para facilitar el análisis visual de esta. No obstante, esta magnitud de valores ocurre casi únicamente entre el 2 de abril del 2001 y el 23 de julio del mismo año, alcanzando un máximo de 1699 hectáreas aproximadamente. Existe también otro máximo significativo el 12 de marzo de 1984 (1036 ha aproximadamente), sin embargo, no se tienen más datos en fechas cercanas para establecer la duración de ese ciclo de elevadas magnitudes.

Por otra parte, en las figuras 4.11 y 4.12 se grafica la tendencia temporal que tiene el área para cada uno de estos salares. Tal como se espera al observar las series, el Salar de Coposa presenta una tendencia negativa en la evolución de la superficie de agua en el tiempo. Caso contrario sucede con el Salar del Huasco, el cual presenta una tendencia levemente positiva. Es importante destacar, que para este análisis de tendencia no se consideraron los períodos de máximos del Salar del Huasco,

para obtener una tendencia más representativa de los valores históricos de la serie. Además de la tendencia, en estas figuras también es posible observar que la variación del área tiene un ciclo anual para ambos salares, siendo menor en los períodos más cálidos (verano austral) y mayor en los períodos más fríos (invierno austral).

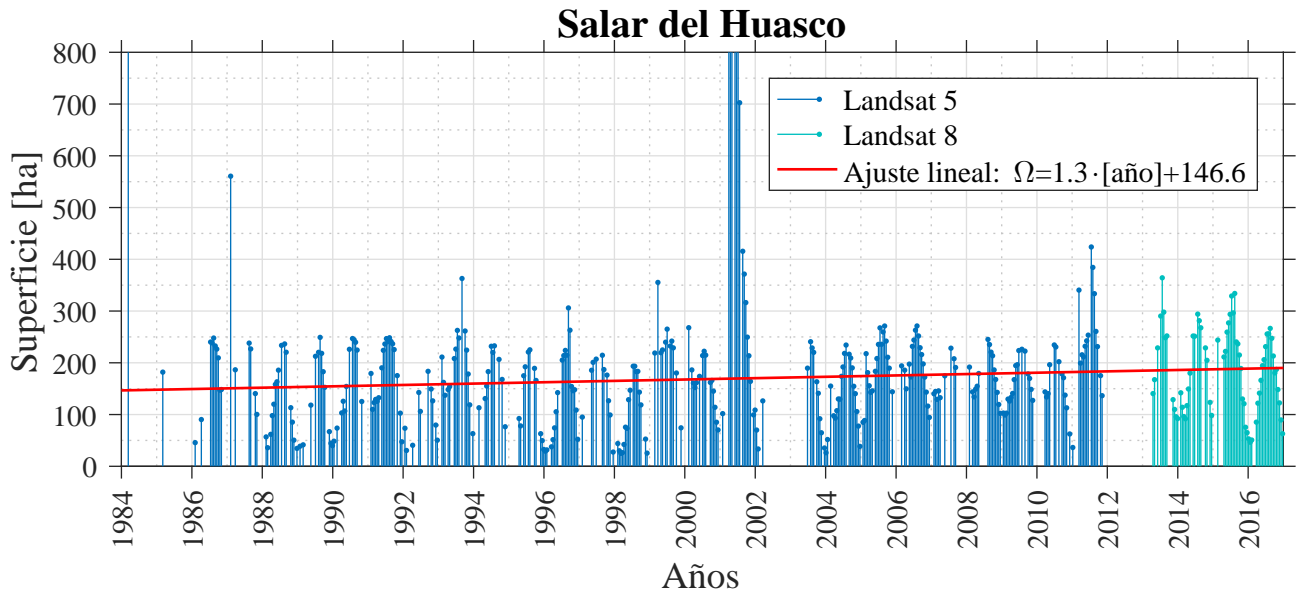


Figura 4.11: Serie de tiempo de la superficie de los cuerpos de agua dentro del Salar del Huasco, estimados mediante el índice NDWI para Landsat 5 y 8. Además se muestra un ajuste lineal con la tendencia temporal de los datos.

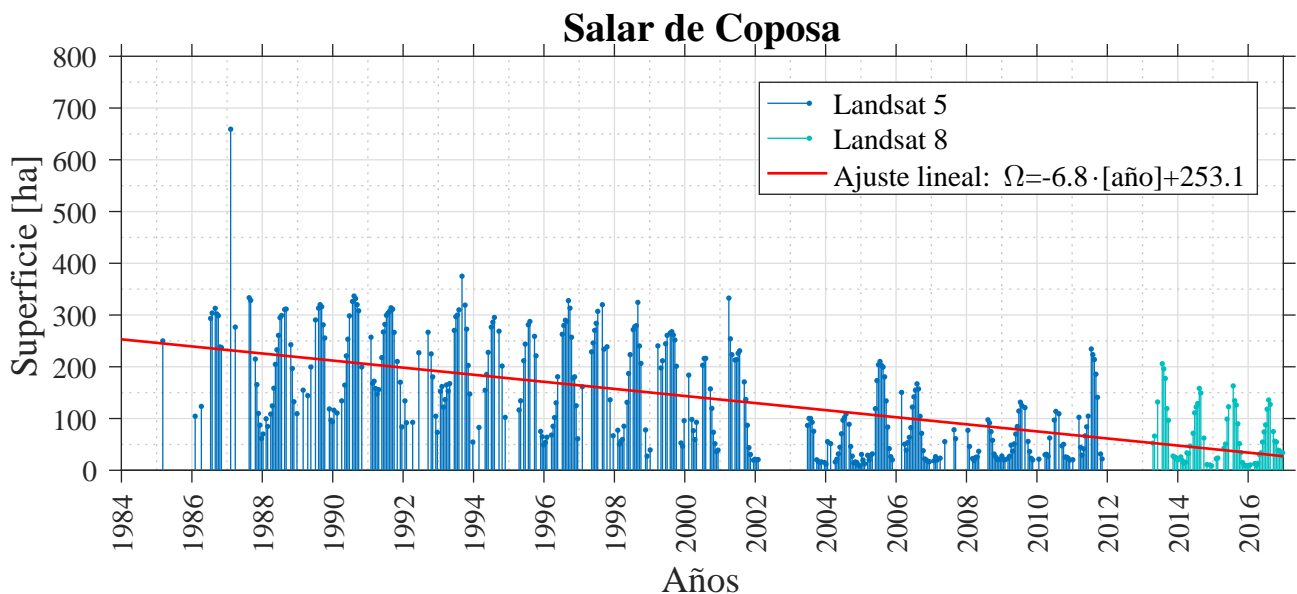


Figura 4.12: Serie de tiempo de la superficie de los cuerpos de agua dentro del Salar de Coposa, estimados mediante el índice NDWI para Landsat 5 y 8. Además se muestra un ajuste lineal con la tendencia temporal de los datos.

En la Tabla 4.2 se presentan los estadísticos de las series de área para diferentes períodos de tiempo: entre 1984 y 2016 (serie completa), entre 1984 y el 2002 y entre el 2003 y el 2016. Esta

segmentación se realiza debido a que es interesante analizar el contraste en la evolución del área que ocurre en el Salar de Coposa, desde el año 2004. Desde dicho año, se observa en la Figura 4.11 un descenso significativo de la superficie, algo que no sucede al observar la serie del Salar del Huasco. Algo que hay que tener en cuenta al examinar estos estadísticos, es que tienen un error asociado a que no existe regularidad de registro de datos en los distintos períodos del año (ni entre los años), por lo que existe un sesgo en la evaluación de estos; no obstante, son una referencia interesante de los datos que efectivamente se registraron sin fallas. Esto también aplica en las tendencias obtenidas. Finalmente, se debe aclarar que para el cálculo del promedio, desviación estándar y el coeficiente de variación, no se consideraron los períodos de máximos mencionados en el párrafo anterior, por motivos de mejorar la representatividad de la periodicidad histórica del área en dichos estadísticos.

Cabe mencionar que la mayor falta de datos ocurre durante la estación de verano austral (ver figuras 4.11 y 4.12), lo cual es esperado, debido a que ese es el período de mayor precipitaciones y por lo tanto de mayor nubosidad, uno de los principales inconvenientes del registro satelital.

Tabla 4.2: Estadísticos de la serie temporal de áreas en los salares, para distintos períodos de análisis.

Serie	1984-2016		1984-2002		2003-2016	
	Huasco	Coposa	Huasco	Coposa	Huasco	Coposa
Promedio [ha]	170.46	131.36	161.02	193.41	180.18	64.98
Desv. Est. [ha]	82.25	101.9	90.92	96.78	71.17	54.39
Coef. de var. [%]	48.25	77.57	56.47	50.04	39.5	83.7
Máximo [ha]	1698.66	659.07	1698.66	659.07	423.81	234.45
Mínimo [ha]	25.02	8.37	25.02	19.53	26.19	8.37

4.3. Estimación de la evaporación potencial

En esta sección se presenta el procedimiento llevado a cabo para la estimación de la evaporación potencial en el Salar del Huasco y en el Salar de Coposa. Tal como se mencionó anteriormente, el cálculo se realiza mediante el método aerodinámico (Thornthwaite & Holzman, 1939), por lo que las forzantes a este modelo son: la temperatura del aire, la humedad relativa y el viento. Dado que la evaporación se estima a nivel horario, para identificar las horas de radiación efectiva, se procedió a utilizar datos de la Estación Salar de Huasco del CEAZA para la normalización, calibración y validación de los productos. Esta sección se subdivide en las siguientes partes:

- Normalización de variables a nivel horario.
- Uso y calibración de las forzantes.
- Cálculo de la evaporación.

4.3.1. Normalización de variables a nivel horario

Las variables de entrada para el cálculo de la evaporación potencial se trabajaron a nivel horario con el objeto de obtener una tasa de evaporación diaria más realista, que considere solo las horas del día en que efectivamente hay evaporación. Dado que los productos utilizados no tienen datos a nivel horario, la metodología empleada consistió en la normalización de los datos en terreno a nivel horario. Esta normalización pudo ser llevada a cabo gracias al uso de los datos disponibles en la Estación Salar de Huasco del CEAZA, única estación con datos a nivel horario de manera pública en la zona de los salares estudiados. La normalización se llevó a cabo sobre las siguientes variables: temperatura del aire, humedad relativa y velocidad del viento.

La normalización de variables antes mencionada, consiste en calcular la razón entre los datos a nivel horario para un día en particular y un valor característico único para el mismo día (máximo, mínimo o promedio). De esta manera al multiplicar los datos normalizados por un valor correspondiente al mismo día del año, pero en otro año, se cambia la magnitud del resultado respecto al año base que se escogió. En este caso el año base que se normalizó, corresponde al año 2016 (año bisiesto), normalización que se llevó a cabo a nivel horario desde el 1 de enero hasta el 31 de diciembre de dicho año. El año base normalizado se utilizó desde 1979 hasta el 2016 en el caso de ERA y desde el 2000 hasta el 2016 en el caso de MODIS. Si el año analizado no era bisiesto, entonces se procedió a la eliminación de los datos normalizados para el 29 de febrero del año base para dicho año de análisis.

Respecto al valor característico diario escogido, este depende de la variable que se analice, dado que este debe representar de mejor manera la distribución de valores durante las horas de sol. La elección fue la siguiente:

- La temperatura promedio a nivel horario se normalizó por la temperatura máxima diaria.
- La humedad relativa promedio a nivel horario se normalizó por la humedad relativa mínima diaria.
- El viento máximo a nivel horario se normalizó por el viento promedio diario.

4.3.2. Uso y calibración de forzantes

Las variables calibradas fueron la humedad relativa y temperatura del aire, en el caso de ERA, mientras que en MODIS se ajustó la temperatura del suelo a la temperatura del aire de la zona. Es importante mencionar que todas las calibraciones se realizaron a nivel diario. A continuación se presenta el detalle del manejo de cada una de estas variables.

Temperatura del aire

Tal como se mencionó en la Sección 3.3, la estimación de la temperatura del aire se realiza de dos formas: a través de ERA y MODIS. En el caso de ERA, para la calibración de la temperatura del aire se utilizaron los valores máximos diarios de ERA (máximo de los 4 valores diarios) y de la Estación Salar de Huasco. Se utilizan los valores máximos diarios debido a que es el valor

característico que mejor se correlaciona con la temperatura del aire durante las horas de sol a nivel diario. Para la calibración se utilizaron 464 días correspondiente al total de datos de la Estación Salar del Huasco (desde el 25 de septiembre del 2015 hasta el 31 de diciembre del 2016). En la Figura 4.13 se muestra el ajuste que se realizó entre ERA y los datos observados, mientras que en la Figura 4.15 se compara el ajuste realizado con los valores observados en la Estación Salar de Huasco.

El proceso de ajuste que se llevó a cabo sobre la temperatura superficial del suelo de MODIS, es análogo al realizado con la temperatura del aire obtenida de ERA, salvo que en el caso de los datos de MODIS, no se tiene continuidad temporal de los datos, debido a fallas en el registro de la imagen o el píxel de estudio, por presencia de nubes por ejemplo. Esta falta de información se subsanó en parte reemplazando los datos faltantes del producto MOD1A11 (en adelante MOD) con los datos del producto MYD1A11 (en adelante MYD)⁴. Para dicho procedimiento se utilizaron los datos MOD como base debido a que este producto tiene la mayor cantidad de datos (el registro de MOD comienza el 4 de febrero del 2000, en cambio el de MYD comienza el 24 de febrero del 2002). Además MOD es el producto que mejor se correlaciona con los datos en terreno, tal como se observa en la Figura 4.14.

El procedimiento de reemplazo de datos fue el siguiente:

- En primera instancia se encontró una relación lineal entre la temperatura del suelo y la temperatura del aire para cada satélite por separado (Figura 4.14).
- Luego se calculó la temperatura del aire utilizando ambas relaciones por separado. Dichas relaciones se muestran en la Figura 4.14.
- Posteriormente, se calculó la temperatura del aire solo a partir de la relación hallada por MOD; sin embargo, en caso de que hubiese un dato faltante para cierta fecha se procedió a reemplazarlo, en caso de ser posible, con un dato de temperatura del aire de la relación obtenida a partir de MYD para la misma fecha.

La mejora en los datos utilizados para el análisis se resume en la Tabla 4.3. Por otra parte, la comparación entre la calibración realizada para los productos de MODIS y los datos observados se muestran en la Figura 4.16. Los datos que se intentaron calibrar fueron 336, desde el 25 de septiembre del 2015 hasta el 21 de agosto del 2016, para cada producto.

Tabla 4.3: Comparación de la cantidad de datos registrados para los productos de MODIS utilizados y la combinación del uso de ellos.

Producto	Registro total [días]	Registro sin falla [días]	Porcentaje [%]
MOD	6024	4750	78.9
MYD	5163	3902	75.7
Combinación	6024	5286	87.8

Tal como se observa en la Figura 4.13 el producto de ERA utilizado tiene un muy buen ajuste lineal respecto a las observaciones; sin embargo, el ERA subestima significativamente el valor de la temperatura, dado que el coeficiente de intersección del ajuste es de 10.5 °C y la pendiente mayor

⁴MOD1A11 y MYD1A11 corresponden a los datos obtenidos por los satélites Terra y Aqua, respectivamente.

a 1. No obstante lo anterior, el coeficiente de correlación es 0.9, lo da cuenta de un buen ajuste, algo que se ve reflejado en los indicadores de error, los cuales no superan los 1.3 °C.

Respecto a la calibración a través de MODIS (Figura 4.14), se obtiene una sobrestimación de la temperatura (pendiente menor a 1), aunque los valores más cercanos a cero, son subestimados por MODIS. Ambos productos, MOD y MYD tienen un error que ronda los 2°C, lo cual da cuenta del buen ajuste que tiene la temperatura superficial del suelo a la temperatura del aire. Cuando los productos son combinados, el error no varía significativamente, tal como se aprecia en la Figura 4.16.

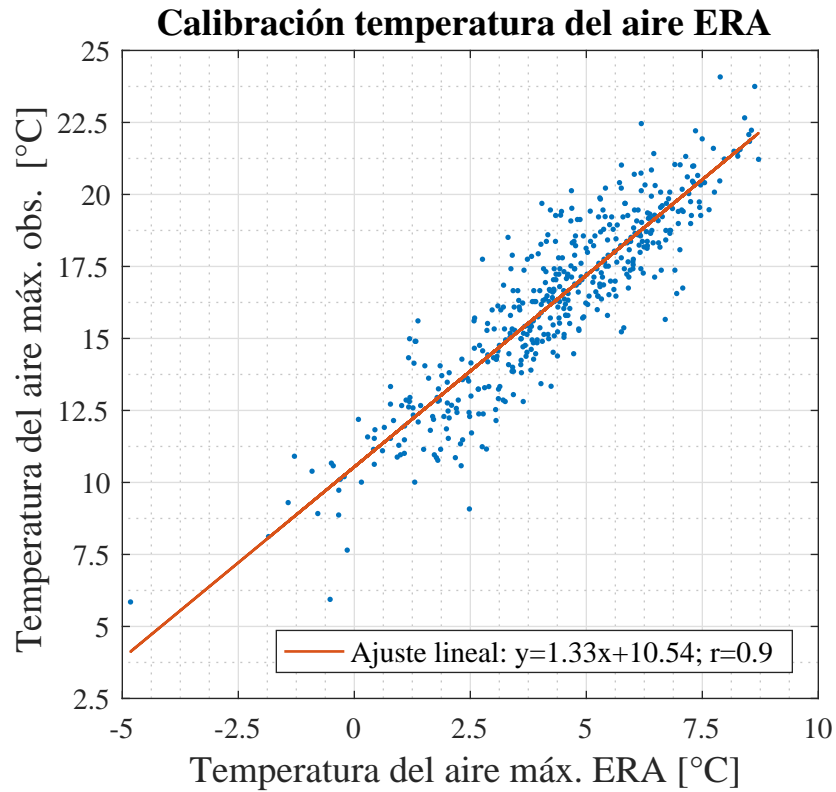


Figura 4.13: Calibración de la temperatura del aire máxima de ERA a nivel diario. Se muestra además la ecuación de ajuste utilizada y el coeficiente de correlación de dicho ajuste.

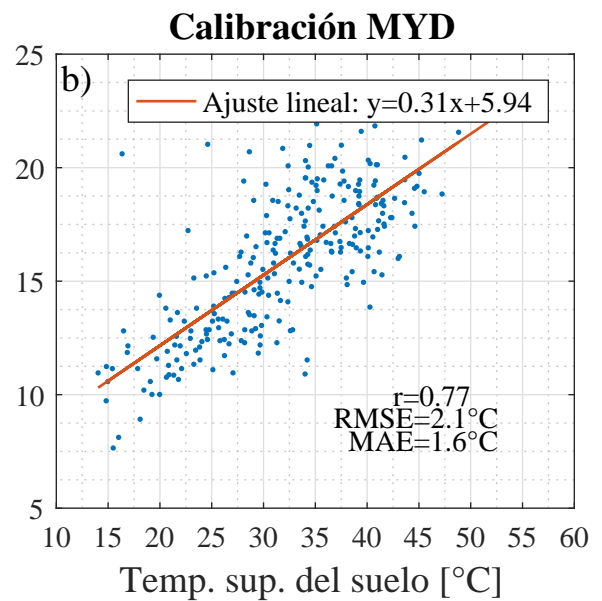
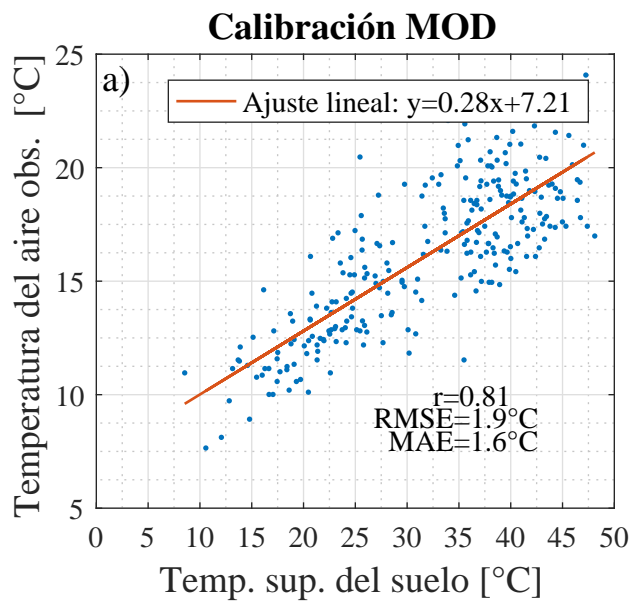


Figura 4.14: Calibración de la temperatura superficial del suelo de MODIS para obtener la temperatura del aire. En (a) se muestran los resultados obtenidos para el producto MOD y en (b) los resultados para el producto MYD.

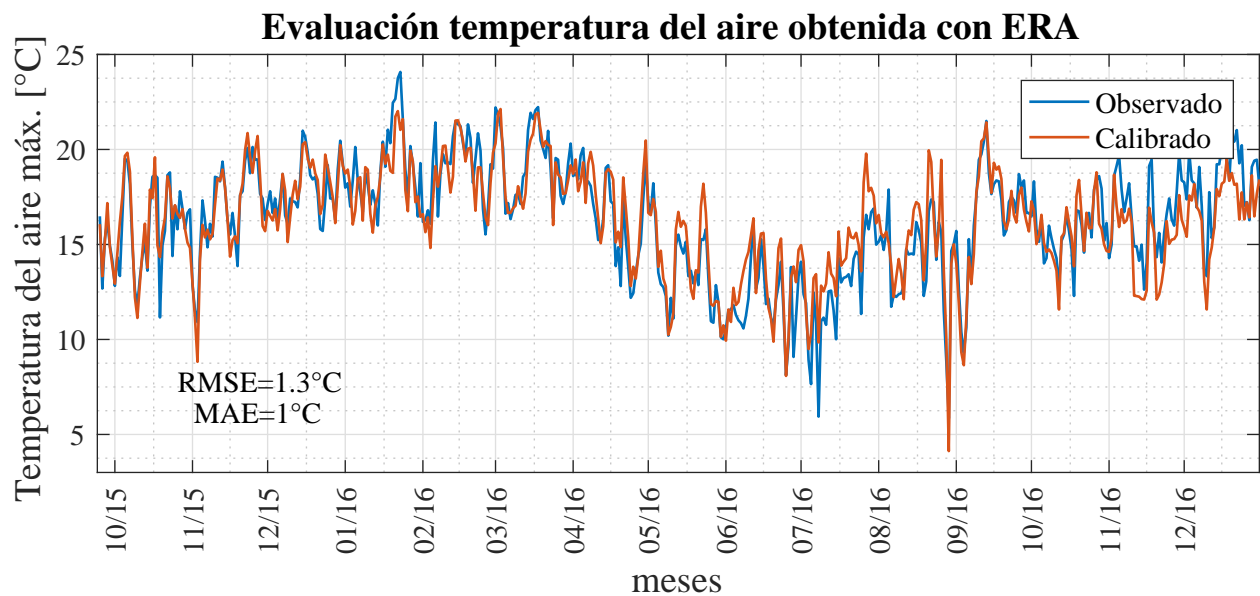


Figura 4.15: Comparación de la temperatura del aire máxima calibrada a través de ERA y la temperatura máxima del aire observada a nivel diario.

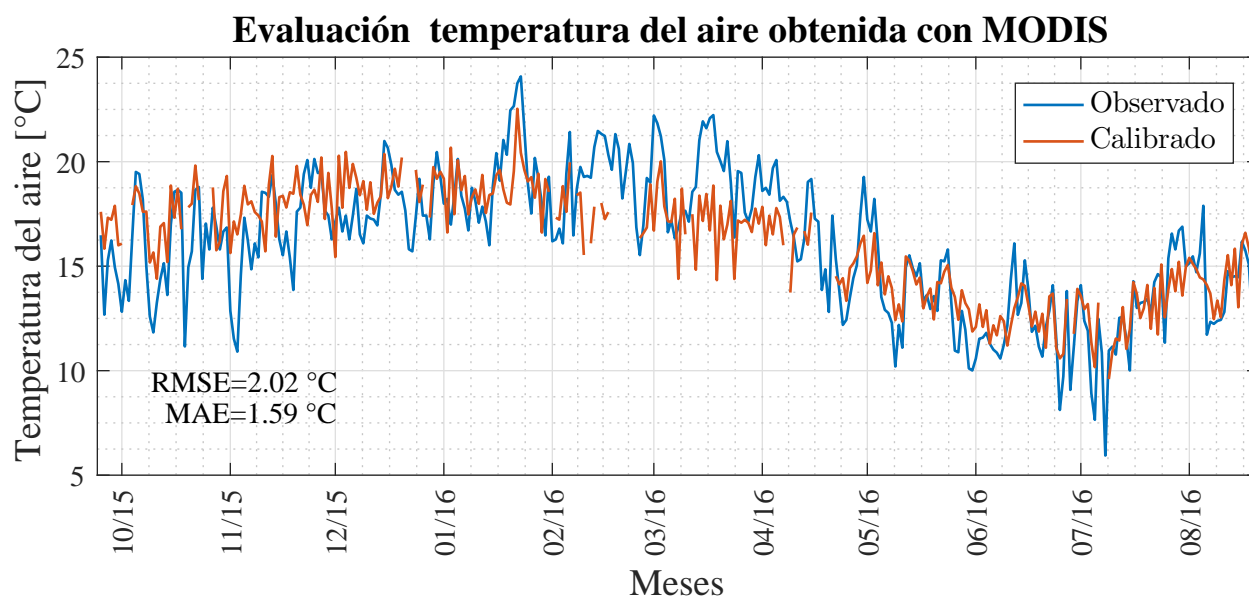


Figura 4.16: Comparación de la temperatura del aire máxima calibrada a través de MODIS y la temperatura máxima del aire observada a nivel diario.

Humedad relativa

Se realizó la calibración de la humedad relativa mínima diaria, variable que como se dijo anteriormente, se correlaciona mejor con las horas de sol. Para la calibración de la humedad relativa se utilizaron los valores mínimos diarios de ERA (mínimo entre los 4 valores diarios que se tienen) y de la Estación Salar de Huasco. Para la calibración se utilizaron 464 días en total, correspondiente al total de datos de la Estación Salar del Huasco (desde el 25 de septiembre del 2015 hasta el 31 de diciembre del 2016). En la Figura 4.17 se muestra el ajuste que se realizó entre ERA y los datos observados, mientras que en la Figura 4.18 se compara el resultado del ajuste realizado y los datos de las observaciones en terreno.

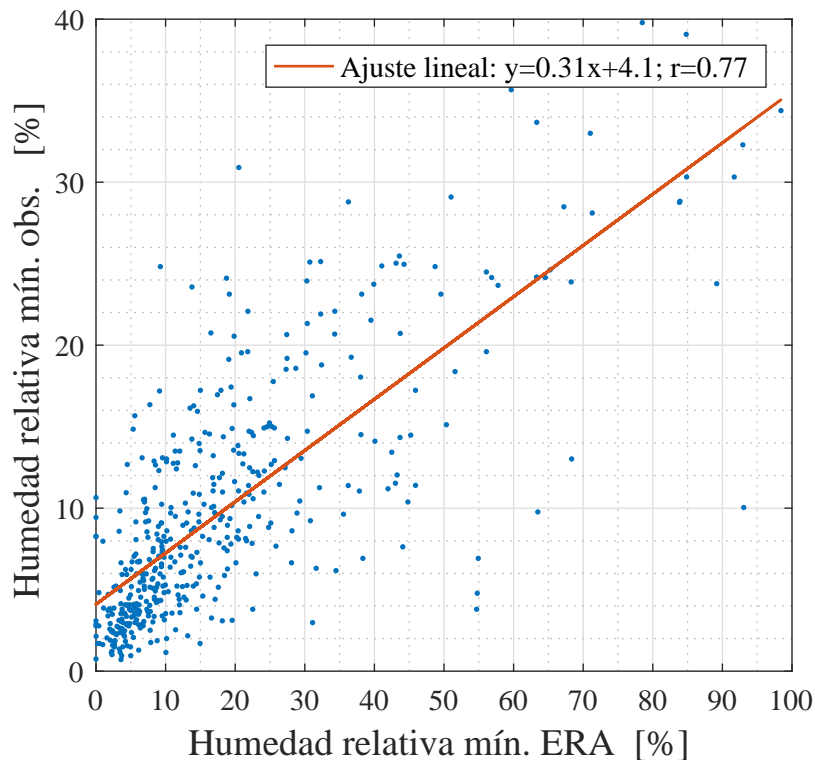


Figura 4.17: Calibración de la humedad relativa mínima a nivel diario. Se muestra además la ecuación de ajuste utilizada y el coeficiente de correlación de dicho ajuste.

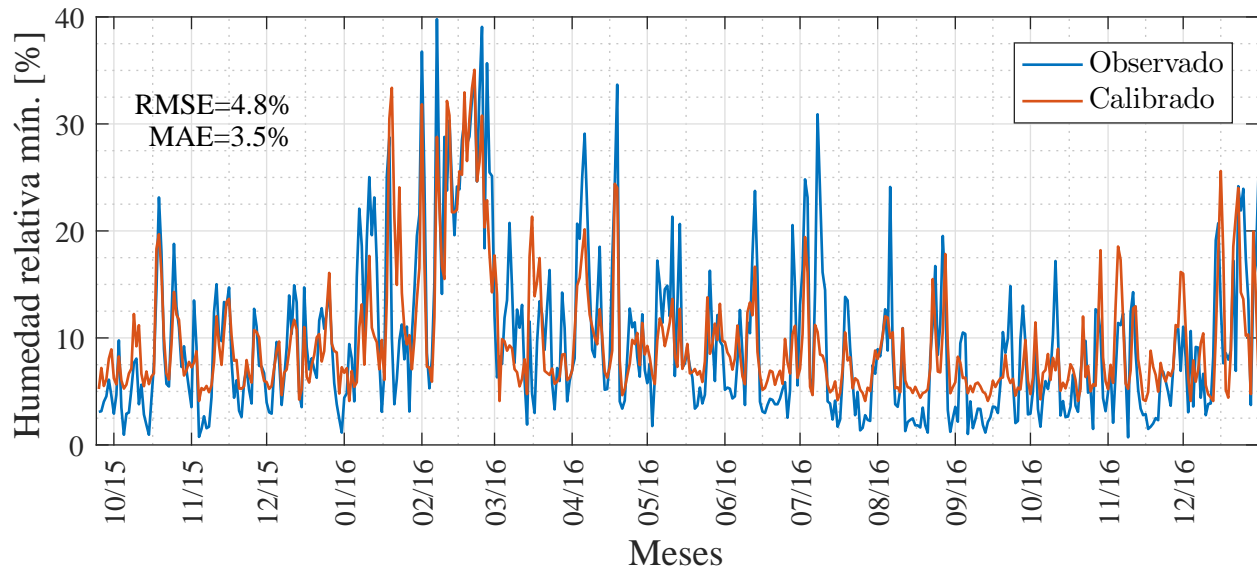


Figura 4.18: Comparación de la humedad relativa mínima calibrada y la humedad relativa mínima observada. Se observan además los indicadores de error del ajuste respecto a los datos observados.

Tal como se observa en la Figura 4.17, en general el producto de humedad relativa mínima de ERA sobrestima los valores observados, aunque para valores de ERA entre 0 y 5 %, este tiende a subestimar los resultados. En la Figura 4.18 se observa que en general se representa bien la tendencia estacional de la humedad relativa, sin embargo, los datos calibrados tienen problemas en reproducir los valles de la serie.

Viento

El viento corresponde a una de las variables más relevantes en controlar la evaporación a nivel interhorario (Xu & Singh, 1998). Lamentablemente, dada la característica pseudoaleatoria de esta variable, particularmente en zonas montañosas, el reanálisis ERA-Interim tiene problemas en la modelación precisa de esta. Debido a lo anterior, en este caso en particular no se pudo establecer una calibración adecuada entre los datos del producto ERA y los datos observados, por lo que se procedió utilizando el reanálisis directamente.

En términos prácticos, se utilizaron los datos obtenidos en superficie en la cuadrícula más cercana a la estación, y se promediaron los 4 valores diarios que entrega ERA. En la Figura 4.19 se muestra la comparación entre la serie obtenida de ERA y la serie medida en terreno.

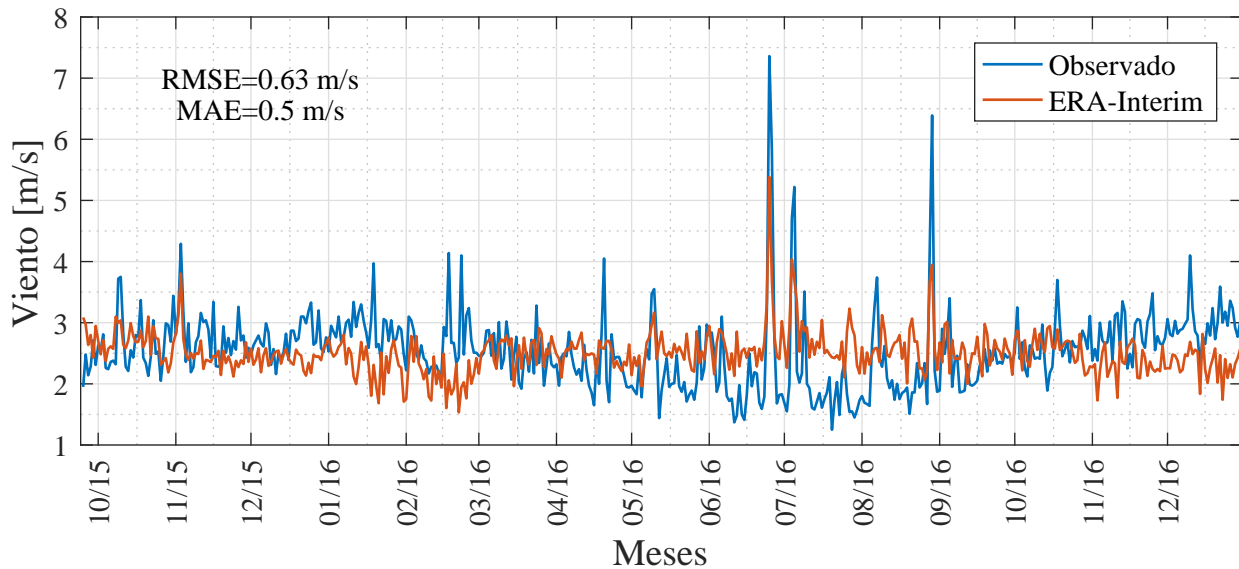


Figura 4.19: Comparación de la velocidad del viento promedio diario obtenida de ERA y de la Estación Salar del Huasco.

Tabla 4.4: Estadísticos del viento observado y del viento obtenido de ERA.

Estadísticos	Observado	ERA
Promedio [m/s]	2.54	2.5
Desv. est. [m/s]	0.63	0.35
Coef. de var. [%]	24.8	14
Máximo [m/s]	7.36	5.38
Mínimo [m/s]	1.25	1.53

En la Figura 4.19 se aprecia que en términos de magnitud ERA representa de manera adecuada lo que sucede en terreno; sin embargo, se aprecia que el viento observado presenta una variabilidad mayor a la del viento proveniente de ERA. Lo anterior se ve reflejado al comprar los estadísticos de estas series, presentados en la Tabla 4.4. En esta tabla se aprecia que las medias son prácticamente iguales; sin embargo, el coeficiente de variación es un 10 % mayor para las observaciones.

4.3.3. Cálculo de la evaporación potencial

A continuación se presentan los resultados obtenidos del cálculo de la evaporación potencial en el Salar del Huasco y el Salar de Coposa, utilizando la ecuación 3.4 . La serie de evaporación se calcularon mediante el uso de la temperatura del aire obtenida a través de ERA y a través de MODIS. El cálculo de la evaporación se realizó a nivel horario; no obstante, los resultados presentados en esta sección se presentan a nivel mensual con el objeto de comparar con datos observados. La estación Collacagua, corresponde a la estación con mediciones de evaporación más cercana al Salar del Huasco y al Salar de Coposa (26 y 70 km del Salar del Huasco y Salar de Coposa, respectivamente). Esta estación tiene mediciones desde enero de 1972 hasta abril del 2012 (con varios datos faltantes), pero solo se compara desde enero de 1979 para el caso de la serie de ERA y febrero del 2000 para el caso de la serie de MODIS.

Evaporación utilizando temperatura del aire de ERA

A continuación se presentan los resultados utilizando como forzante de temperatura del aire los datos obtenidos de ERA. En la Figura 4.20 se observa la comparación entre la serie de tiempo obtenida utilizando el modelo evaporación antes descrito y los datos observados por la estación Collacagua. En la Figura 4.21 se aprecian la series completas obtenidas para los salares estudiados.

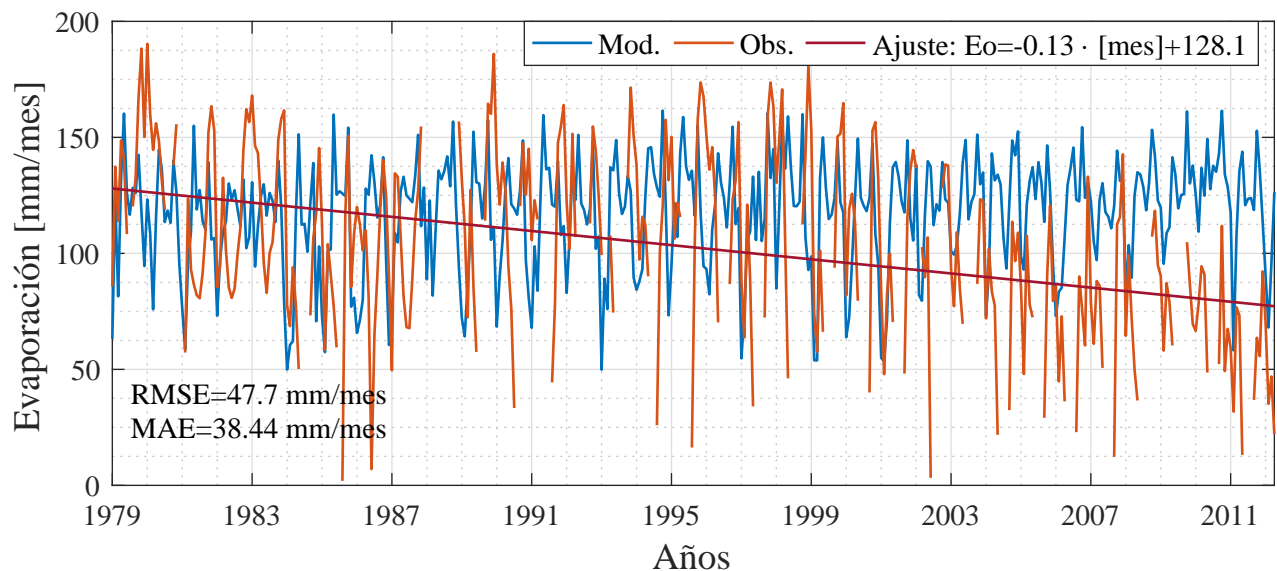


Figura 4.20: Comparación de la evaporación modelada para el Salar del Huasco (ERA) y la evaporación medida en la estación Coyacagua. Se muestra también un ajuste con la tendencia temporal de los datos observados.

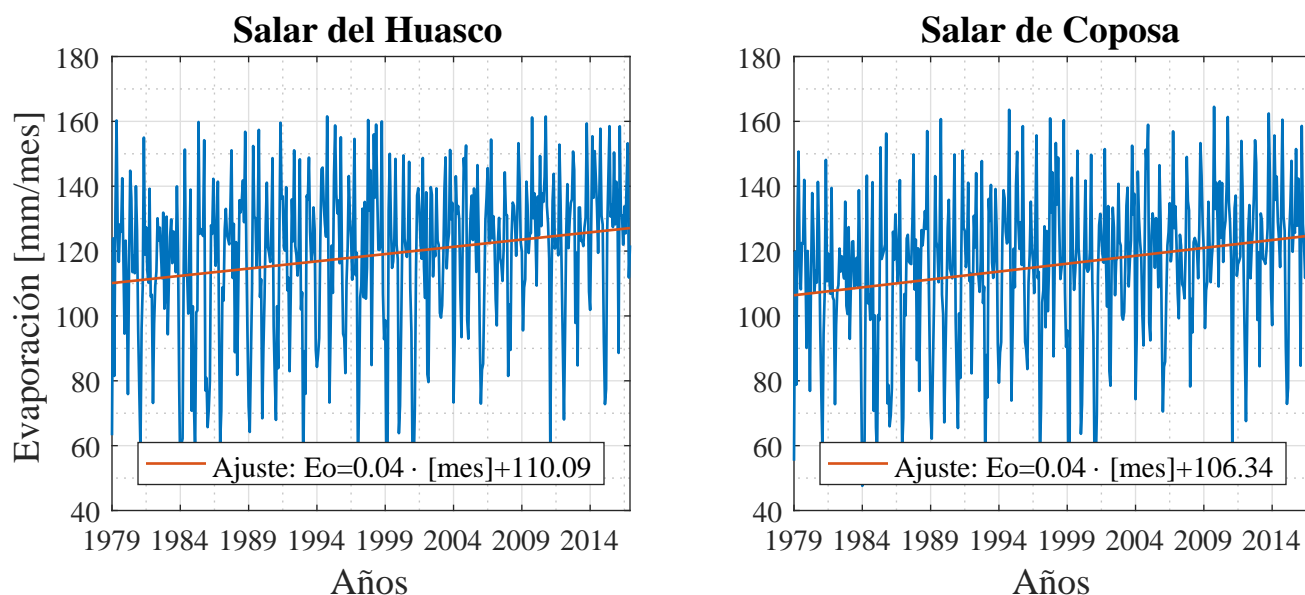


Figura 4.21: Series de evaporación de los salares a través de ERA. En (a) se presenta la evaporación calculada en el Salar del Huasco y en (b) la evaporación calculada en el Salar de Coposa.

Viendo la Figura 4.20, se observan diferencias significativas entre los resultados del modelo de evaporación y las observaciones. Se aprecia que la tendencia de las observaciones tiende a disminuir en el tiempo a una tasa significativa, en contraste con la evaporación modelada, la cual tiende a aumentar en ambos salares a tasas prácticamente iguales y menores (ver Figura 4.21). En términos de orden de magnitud, la simulación entrega valores similares a los datos en terreno, esto se refleja al observar los promedios de las series en la Tabla 4.5; sin embargo, se tiene el problema de no poder representar la variabilidad de los datos, siendo los mínimos de la serie de observaciones muy sobrestimada. Los indicadores de error son considerables, siendo RMSE superior a 48 mm/mes.

Tabla 4.5: Estadísticos de la evaporación obtenido a través de ERA para ambos salares y de la evaporación observada en la estación Collacagua (multiplicada por un factor de tanque igual a 0.65) entre 1979 y el 2012 .

Estadísticos	Observado	Huasco	Coposa
Promedio [mm/mes]	103.58	118.61	115.61
Desv. est. [mm/mes]	39.08	23.98	23.49
Coef. de var. [%]	37.73	20.22	20.32
Máximo [mm/mes]	190.32	161.53	164.49
Mínimo [mm/mes]	1.95	49.88	47.61

Evaporación utilizando temperatura de MODIS

A continuación se presentan los resultados utilizando como forzante de temperatura del aire los datos obtenidos de MODIS. En la Figura 4.22 se observa la comparación entre la serie de tiempo obtenida utilizando el modelo evaporación antes descrito y los datos observados por la estación Collacagua. En la Figura 4.21 se aprecian las series completas obtenidas para los salares estudiados.

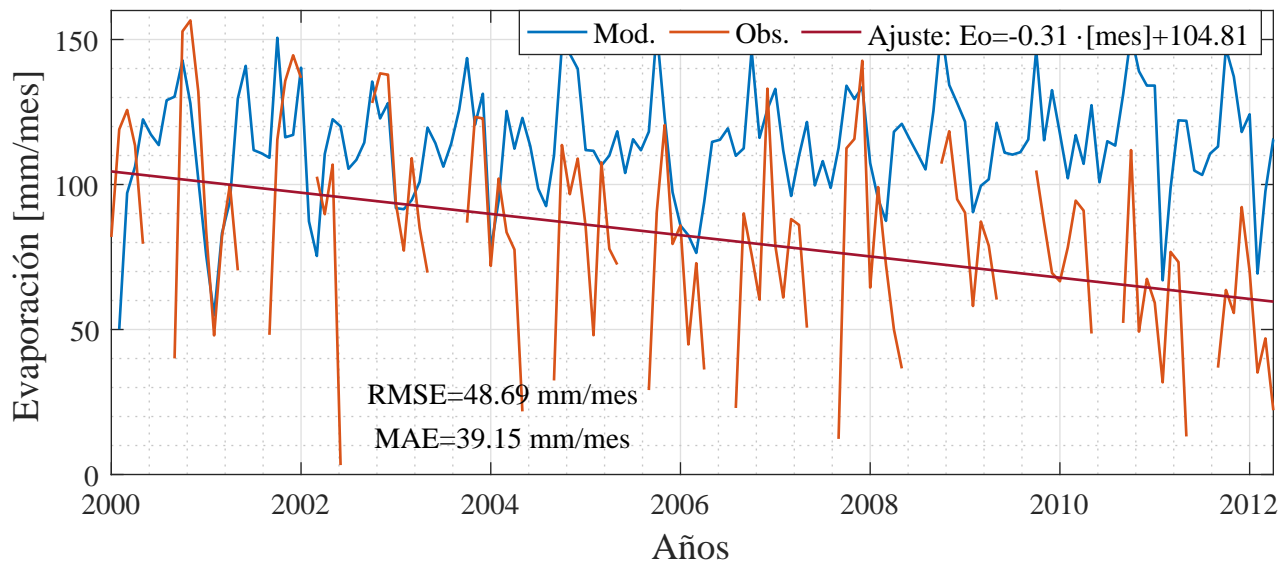


Figura 4.22: Comparación de la evaporación modelada en el Salar del Huasco (MODIS) y la evaporación medida en la estación Collacagua. Se muestra también un ajuste con la tendencia temporal de los datos observados.

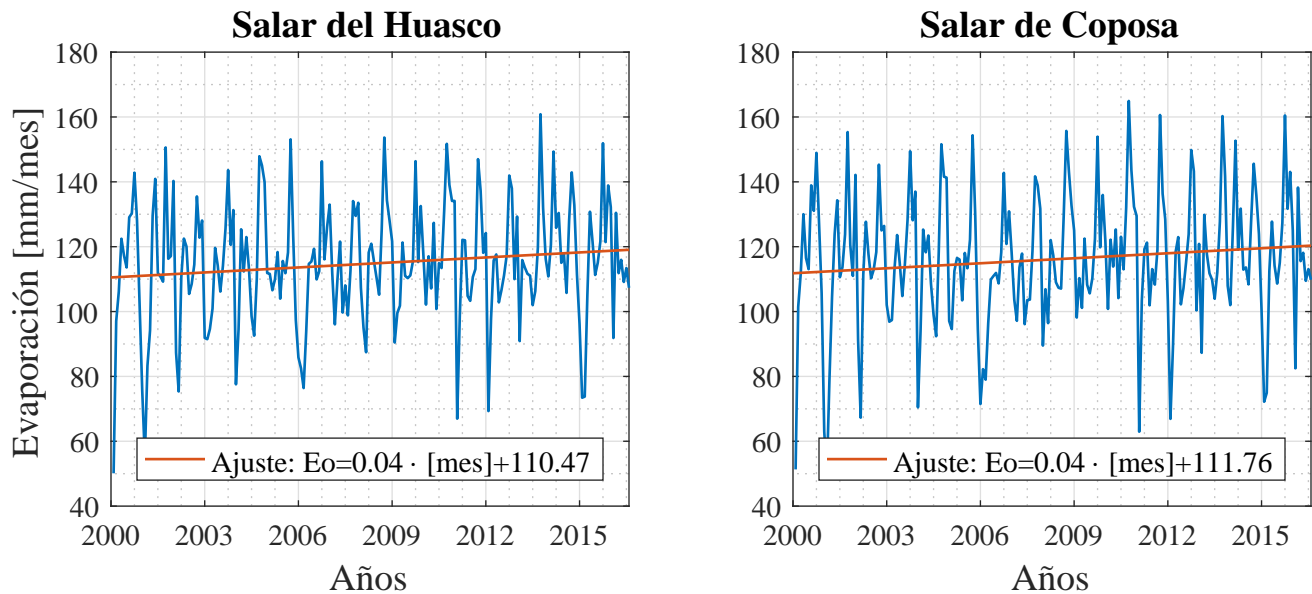


Figura 4.23: Series de evaporación de los salares a través de MODIS. En (a) se presenta la evaporación calculada en el Salar del Huasco y en (b) la evaporación calculada en el Salar de Coposa.

Al observar los resultados presentados de la Figura 4.23, se aprecia que las tendencias y los indicadores de error de los análisis de evaporación a través de ERA y MODIS son prácticamente iguales. Por lo cual no hay mejora. En la Figura 4.22, se aprecia la serie de observaciones, pero analizada desde el 2000 al 2012, y se corrobora un aumento de la tasa de descenso de la evaporación para este período en la evaporación medida. El resto de observaciones son análogas a las realizadas para la evaporación estimada con ERA, anteriormente.

Tabla 4.6: Estadísticos de la evaporación obtenido a través de MODIS para ambos salares y de la evaporación observada en la estación Collacagua (multiplicada por un factor de tanque igual a 0.65) entre el 2000 y el 2012.

Estadísticos	Collacagua	Huasco	Coposa
Promedio [mm/mes]	81.9	114.8	116.09
Desv. est. [mm/mes]	33.59	18.59	20.46
Coef. de var. [%]	41.01	16.19	17.62
Máximo [mm/mes]	156.59	160.85	164.94
Mínimo [mm/mes]	3.25	50.12	49.42

4.4. Estimación de la salinidad

La salinidad es un parámetro que se consideró constante. Este valor depende del afluente que se esté evaluando. Los afluentes y su respectiva proporción de caudales y salinidad se obtuvieron de un estudio en terreno realizado por Risacher et al. (1999). En dicho estudio se identificaron 3 afluentes importantes en la laguna principal del Salar del Huasco, mientras que en el Salar de Coposa solo se identificó 1. Para obtener una única salinidad se ponderó cada aporte usando la ecuación 3.8. El resumen de los resultados se proporciona en la Tabla 4.7.

Tabla 4.7: Salinidad y proporción de caudales de los afluentes a las lagunas del Salar del Huasco y el Salar de Coposa.

Humedal	Afluente 1		Afluente 2		Afluente 3		Ponderado
	Q_{01} [%]	S_{01} [mg/l]	Q_{02} [%]	S_{02} [mg/l]	Q_{03} [%]	S_{03} [mg/l]	S_0 [mg/l]
S. del Huasco	42.5	474.6	15	705	42.5	425	510.6
S. de Coposa	100	905.4	-	-	-	-	905.4

4.5. Estimación del caudal afluente a los salares

A continuación se presentan los resultados obtenidos para el cálculo del caudal afluente en los salares utilizando la ecuación 3.1. Los resultados, tal como se hizo anteriormente, se separan de acuerdo a si se utilizaron los datos de ERA en la temperatura o los de MODIS. En la Figura 4.24 y 4.25 se presentan los resultados obtenidos a través de ERA y MODIS, respectivamente.

Caudal afluente obtenido mediante ERA

En la Figura 4.24 se presenta el caudal afluente obtenido mediante el uso del ajuste de la temperatura del aire obtenida a través de ERA para los salares en estudio.

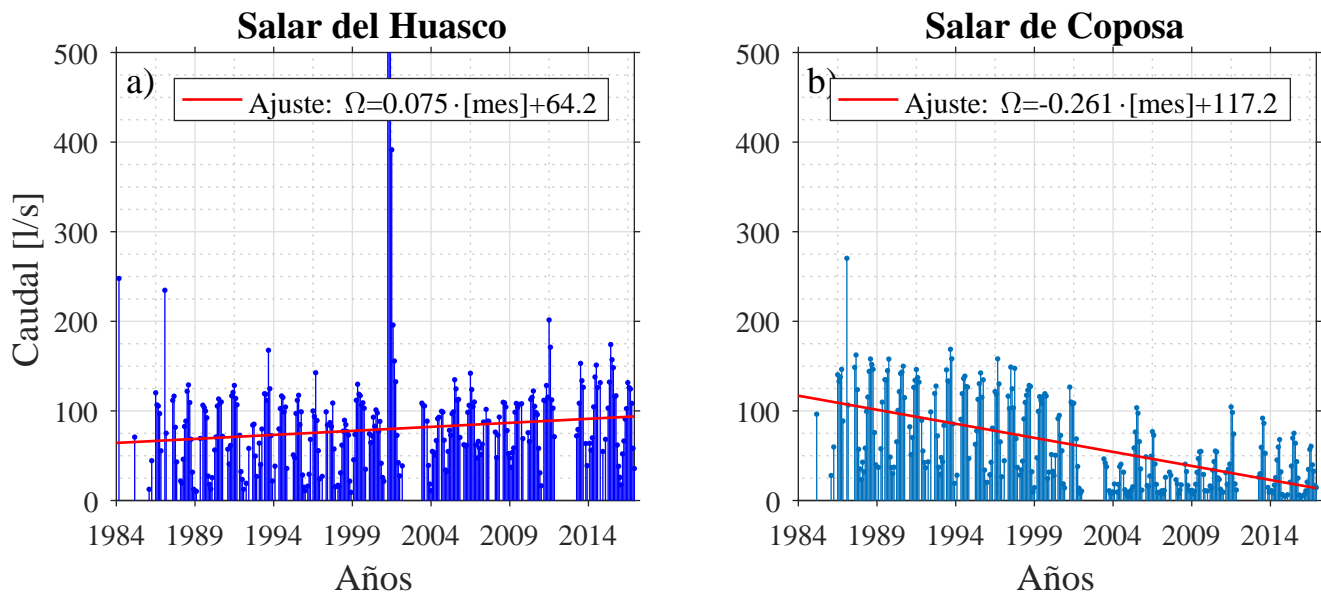


Figura 4.24: Caudal afluente estimado para cada salar (ERA). En (a) se muestra el caudal afluente al Salar del Huasco. En (b) se muestra el caudal afluente al Salar de Coposa. En ambos casos se presenta un ajuste con la tendencia temporal del caudal afluente a los salares.

Caudal afluente obtenido mediante MODIS

En la Figura 4.25 se presenta el caudal afluente obtenido mediante el uso del ajuste de la temperatura del aire obtenida a través de MODIS para los salares en estudio.

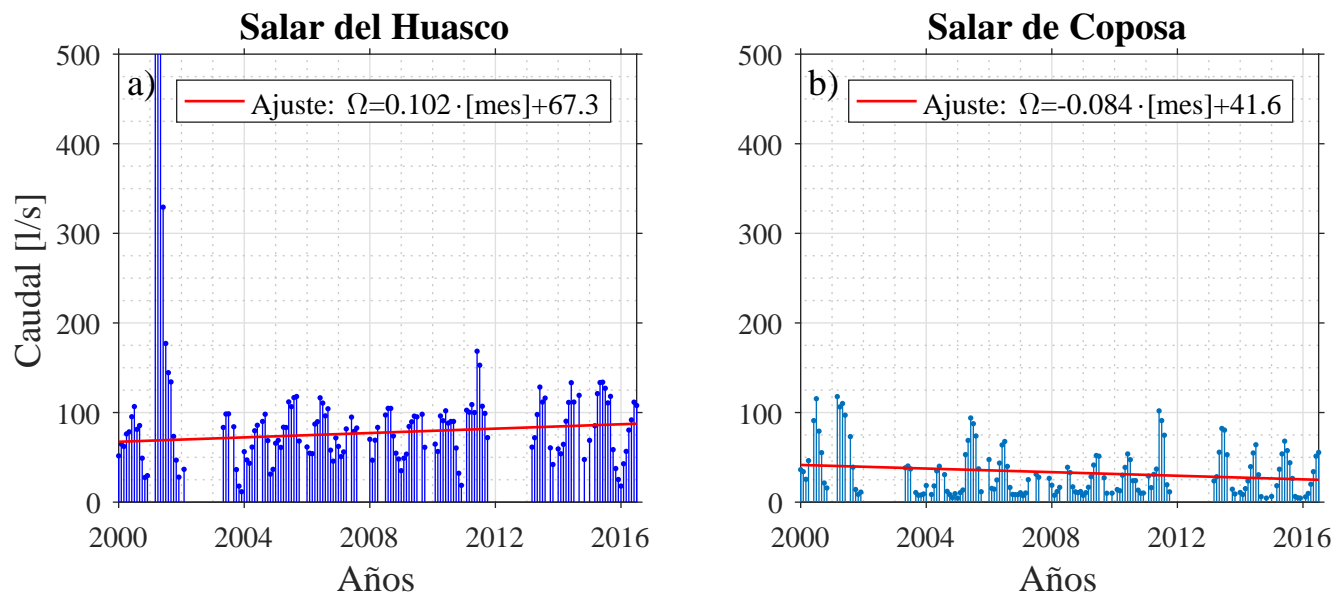


Figura 4.25: Caudal afluente estimado para cada salar (MODIS). En (a) se muestra el caudal afluente al Salar del Huasco. En (b) se muestra el caudal afluente al Salar de Coposa. En ambos casos se presenta un ajuste con la tendencia temporal del caudal afluente a los salares.

En ambas figuras se observa que el caudal afluente tiene un comportamiento análogo al de la superficie de los cuerpos de agua en los salares, mostrando un ciclo anual de bajo caudal en verano

austral y de alto caudal en invierno austral. Análogas son también las tendencias en ambos salares, en que la serie de caudal afluente tiende a aumentar para el Salar del Huasco y a disminuir para el Salar de Coposa. En la Tabla 4.8, se presentan los estadísticos de las series analizadas, en donde se aprecia que los resultados de ERA y MODIS son similares y varían solamente para el Salar de Coposa, debido a que abarcan períodos de análisis distintos. De la misma forma como se hizo para el área del Salar del Huasco anteriormente, para las tendencias, el promedio, la desviación estándar y el coeficiente de variación, no se consideraron los datos entre el 2 de abril y el 23 de julio del 2001.

El ciclo estacional que presentan los caudales no se condicen con lo esperado, ya que dado su origen subterráneo, se espera que estos sean relativamente constante (sin variabilidad estacional constante) durante los años (Muñoz, 2009). Lo anterior se asocia a los problemas en la modelación de la evaporación, por lo que a continuación se analiza el caudal, utilizando como forzante de evaporación las observaciones en Collacagua.

Tabla 4.8: Estadísticos de los caudales afluentes a los salares estimados a partir de ERA y MODIS.

Serie Estadísticos	ERA		MODIS	
	Huasco	Coposa	Huasco	Coposa
Promedio [l/s]	79.95	62.58	77.72	32.99
Desv. est. [l/s]	37.82	48.59	29.25	27.35
Coef. de var. [%]	47.3	77.64	37.64	82.9
Máximo [l/s]	195.81	270.35	144.52	117.8
Mínimo [l/s]	9.1	4.44	11.63	4.52

4.5.1. Caudal afluente obtenido mediante observaciones

A continuación se presentan los resultados de caudal obtenidos a través de las observaciones de evaporación en la estación de Collacagua para el Salar del Huasco y Coposa. Los valores de evaporación observados se multiplicaron por un factor de tanque igual a 0.65. Se debe tener presente que hay valores de evaporación que son muy bajos, lo que sugiere que hay un error en la medición. Lamentablemente no hay forma de corroborar la falla. Dado que las condiciones meteorológicas se suponen similares entre ambos salares, se utilizará la serie de de evaporación en Collacagua para obtener el caudal en Coposa también.

Utilizando la evaporación observada se aprecia que los caudales tienden a disminuir en el tiempo en ambos salares. Lo anterior en este caso es más significativo en Huasco. Además, ya no es tan clara la tendencia estacional de los caudales, aunque esto depende del período que se analice.

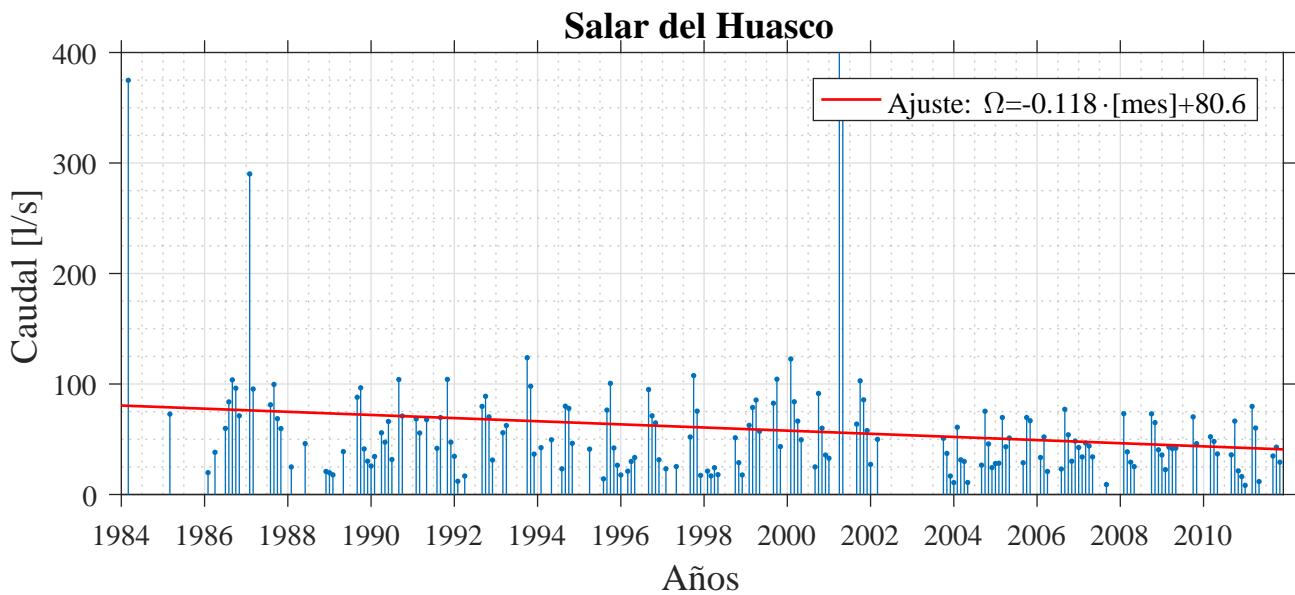


Figura 4.26: Caudal afluente estimado para el Salar del Huasco a partir de las observaciones de evaporación en la estación Collacagua. También se muestra la tendencia temporal del caudal.

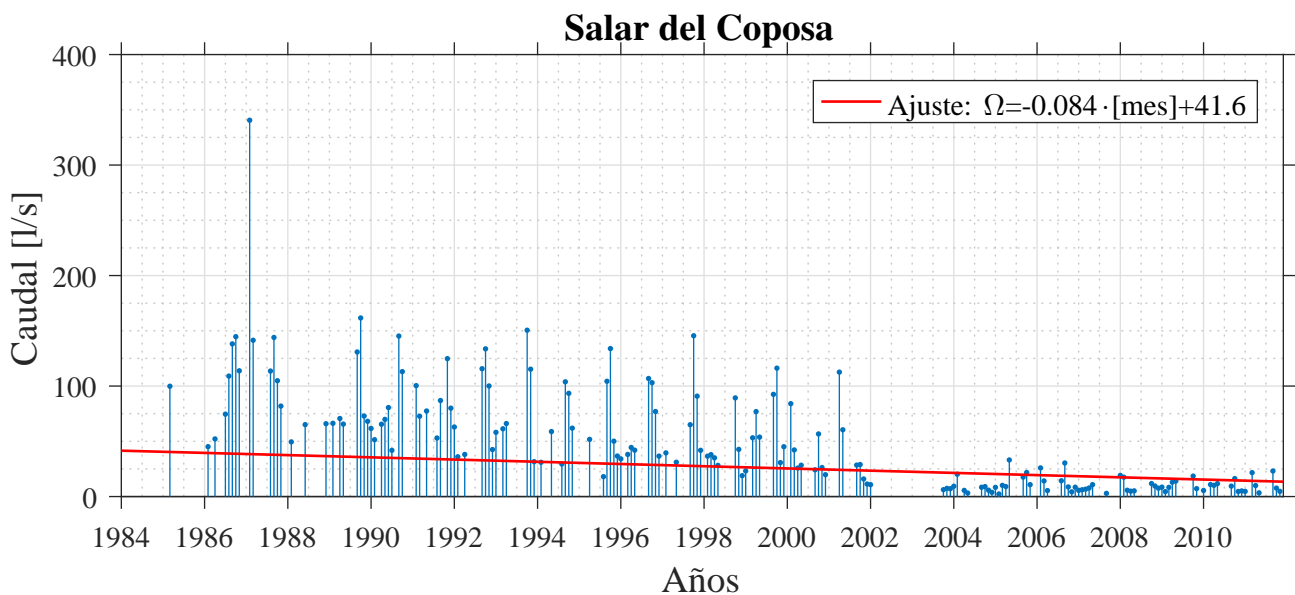


Figura 4.27: Caudal afluente estimado para el Salar de Coposa a partir de las observaciones de evaporación en la estación Collacagua. También se muestra la tendencia temporal del caudal.

Tabla 4.9: Estadísticos de los caudales afluentes obtenidos a partir de las observaciones en el Salar del Huasco y el Salar de Coposa.

Estadísticos	Huasco	Coposa
Promedio [l/s]	59.09	49.33
Desv. est. [l/s]	63.93	47.1
Coef. de var. [%]	108.19	95.48
Máximo [l/s]	627.37	340.56
Mínimo [l/s]	8.28	2.31

4.5.2. Cálculo de la evaporación a partir de un caudal afluente constante

Dado que se espera un caudal constante en la zona, a continuación se estima la evaporación, considerando el caudal promedio obtenido en la sección anterior. Esto se realiza solo en el Salar del Huasco, debido a que los caudales no están intervenidos. El caudal utilizado es de 60 l/s.

En la Figura 4.28 se aprecia que la evaporación tiene una tendencia temporal negativa. Además se observa que existen valores de evaporación que superan los 300 mm/mes en la zona, máximos demasiado altos.

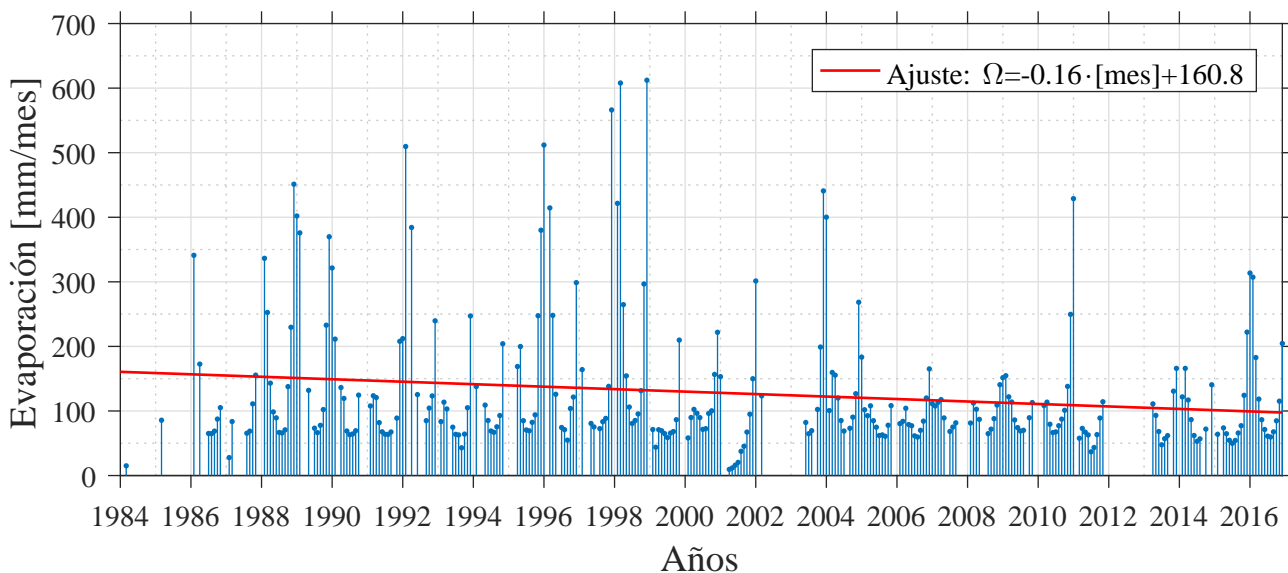


Figura 4.28: Evaporación simulada a través de un caudal constante en el Salar del Huasco.

Tabla 4.10: Estadísticos evaporación obtenido para un caudal constante en el Salar del Huasco.

Estadísticos	S. Huasco
Promedio [mm/mes]	127.29
Desv. est. [mm/mes]	102.53
Coef. de var. [%]	80.55
Máximo [mm/mes]	612.22
Mínimo [mm/mes]	9.55

4.6. Estimación y análisis de la precipitación

El procesamiento del producto 3B42 versión 7 (en adelante TRMM) se realizó para toda la serie de tiempo disponible, la cual va desde el 1 de enero de 1998 hasta el 30 de noviembre del 2016. Se utilizó la estación de Collacagua y Coposa para estudiar las precipitaciones cerca de los salares. Esta sección se divide en las siguientes partes:

- Calibración.
- Tendencia de las precipitaciones en la zona.
- Comparación de las precipitaciones y el caudal afluente a los salares.
- Relación entre la precipitación y el Fenómeno del Niño-Oscilación Sur.

4.6.1. Calibración de TRMM

Para la calibración de TRMM, se utilizaron dos estaciones con mediciones de precipitación: la estación Collacagua y la estación Coposa, cercanas al Salar del Huasco y Coposa, respectivamente. En este caso, las estaciones no fueron escogidas solo por su cercanía a los respectivos salares, sino que también se consideró la cantidad de datos registrados durante el período de registro de TRMM. Ambas estaciones coinciden en más del 90 % del período de registro con el producto satelital. Sin embargo, en el caso del Salar del Huasco, existen otras estaciones más cercanas, aunque estas últimas tienen un período de registro que no supera el 25 % de coincidencia con TRMM. Los resultados de la calibración de la estación Collacagua y estación Coposa se muestran en la Figura 4.29. En estas figuras se agrega el coeficiente de intersección de la recta con el eje de la abscisa, dado que ese punto se utilizó como umbral para que todas las precipitaciones de la calibración de TRMM que estuviesen bajo ese umbral fuesen igual a 0. Además en las figuras 4.30 y 4.31 se compara la series de precipitación obtenida con la calibración de TRMM y las observaciones en ambos salares.

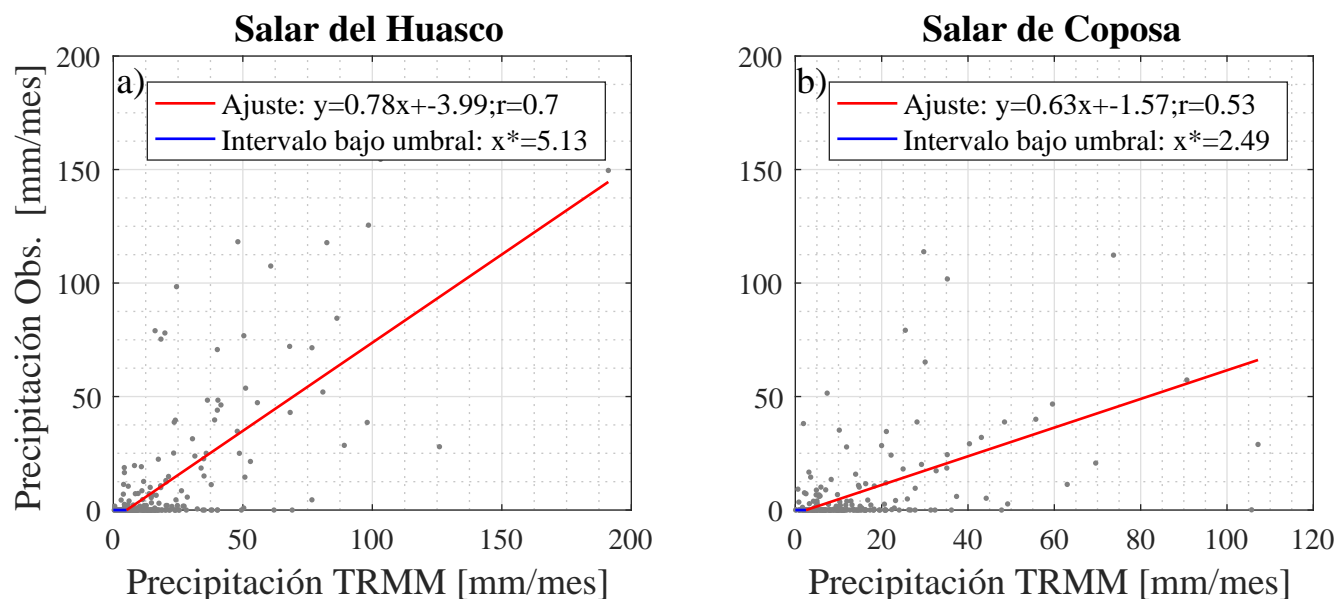


Figura 4.29: Calibración de los datos de precipitación TRMM. En (a) se muestra la calibración realizada en la zona del Salar del Huasco mediante las observaciones de la estación Collacagua y en (b) se muestra la calibración realizada en la zona del Salar de Coposa mediante las observaciones de la estación Coposa.

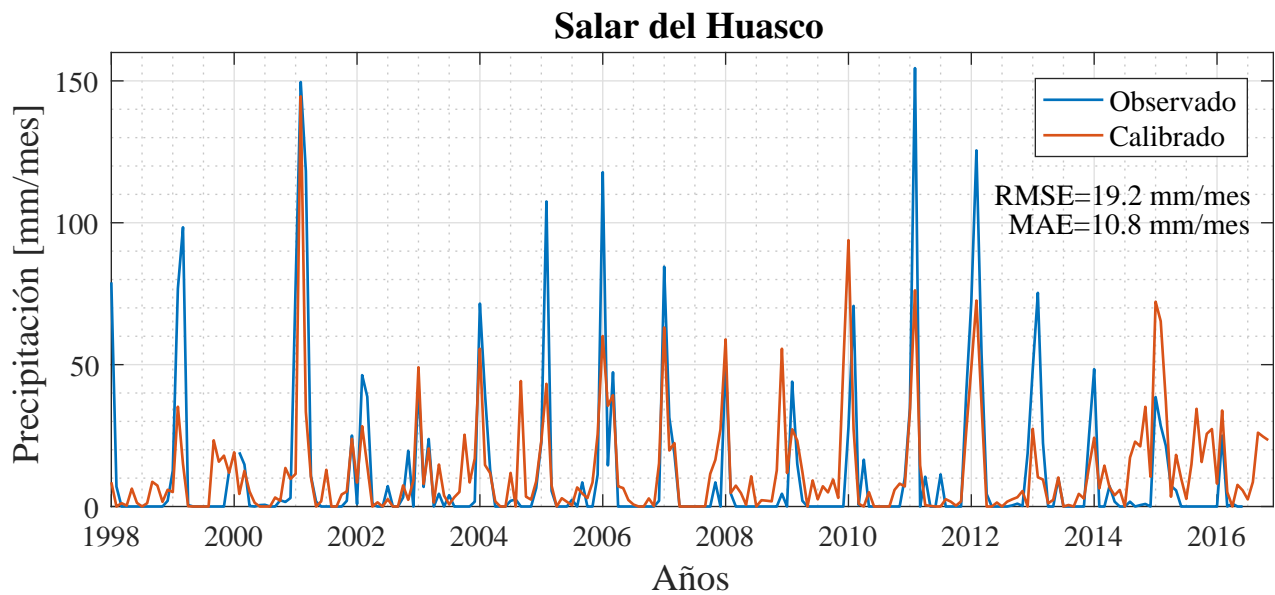


Figura 4.30: Comparación de las serie de precipitación de la estación Collacagua y la calibración realizada a TRMM en la zona del Salar del Huasco.

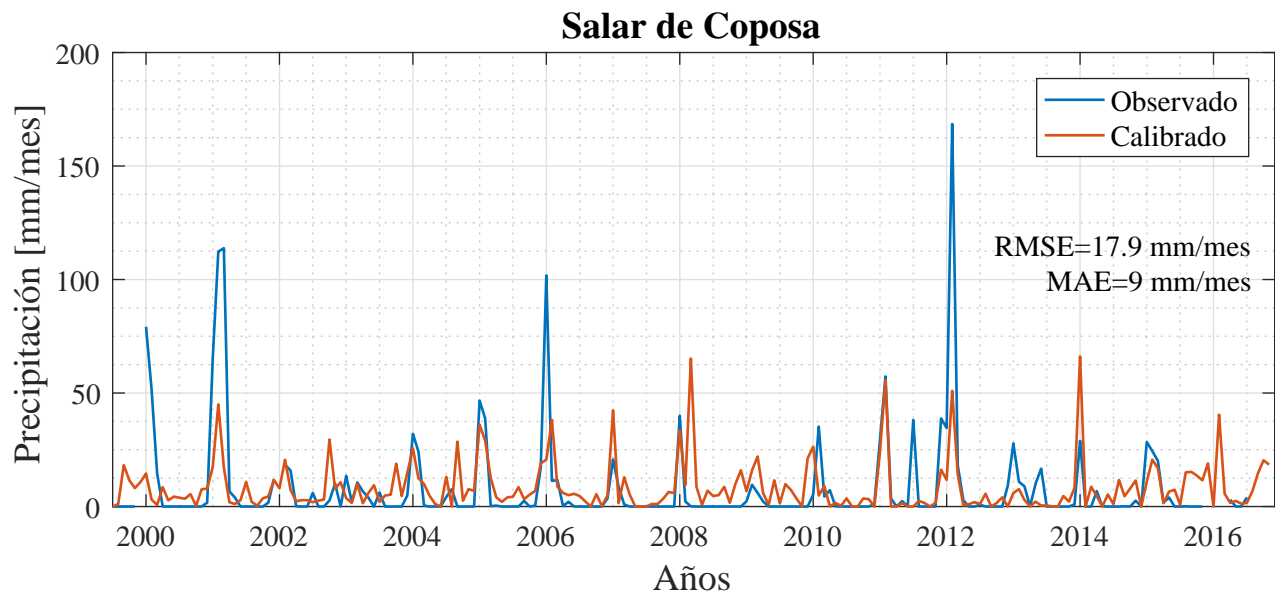


Figura 4.31: Comparación de las serie de precipitación de la estación Coposa y la calibración realizada a TRMM en la zona del Salar de Coposa.

En la Figura 4.29 se puede apreciar que el coeficiente de correlación es de 0.7 en el caso del Salar del Huasco y 0.53 para el Salar de Coposa. Lo anterior se refleja en una sobrestimación de la precipitación para los meses más secos y subestimación para los meses más húmedos en el Salar de Coposa (ver Figura 4.31). Por otro lado, TRMM en Huasco parece representar de buena forma la ocurrencia de los máximos en cada año; sin embargo, existen años en que hay problema con la magnitud de los eventos señalados (ver Figura 4.30), no obstante TRMM captura la estacionalidad de las precipitaciones. Observando la Tabla 4.11, se ve que TRMM representa de buena forma la media de los datos, sin embargo, tiene problemas para para reproducir la variabilidad de estos.

Tabla 4.11: Estadísticos de las estaciones con observaciones de precipitación utilizadas y de los resultados de la calibración a través de TRMM.

Serie Estadísticos	Estaciones		TRMM	
	Collacagua	Coposa	Huasco	Coposa
Promedio [mm/mes]	12.11	8.13	12.56	8.12
Desv. est. [mm/mes]	27.09	21.12	18.62	10.82
Coef. de var. [%]	223.7	259.78	148.25	133.25
Máximo [mm/mes]	154.5	168.5	144.55	66.11
Mínimo [mm/mes]	0	0	0	0

4.6.2. Comparación precipitación entre enero y marzo

A continuación se presenta una comparación de la precipitación promedio entre los meses de enero y marzo entre las observaciones y TRMM para cada zona. Tal como se vio en las figuras 4.30 y 4.31, hay una sobreestimación de la precipitación en los meses más secos, por lo que para no considerar este sesgo se analizan el promedio de la precipitación entre enero y marzo, correspondiente a los meses más húmedos. En las figuras 4.32 y 4.33 se presentan los resultados obtenidos para las zonas del Salar del Huasco y Salar de Coposa, respectivamente.

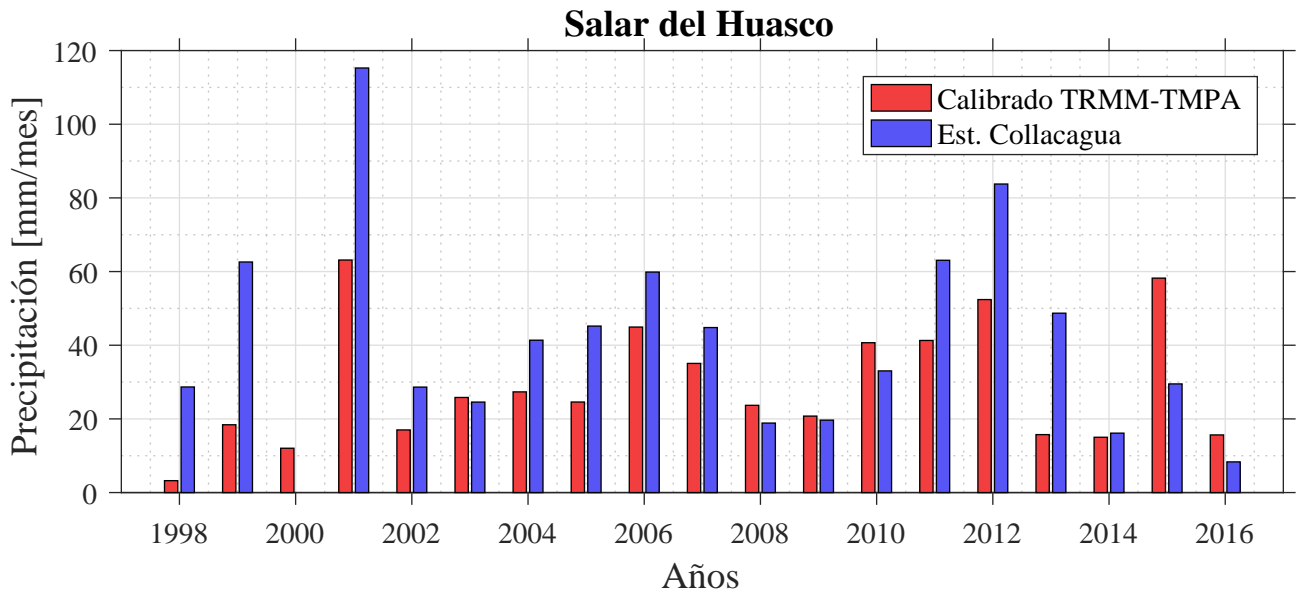


Figura 4.32: Comparación de la precipitación promedio entre enero y marzo, en la estación Collacagua y TRMM, en la zona del Salar del Huasco.

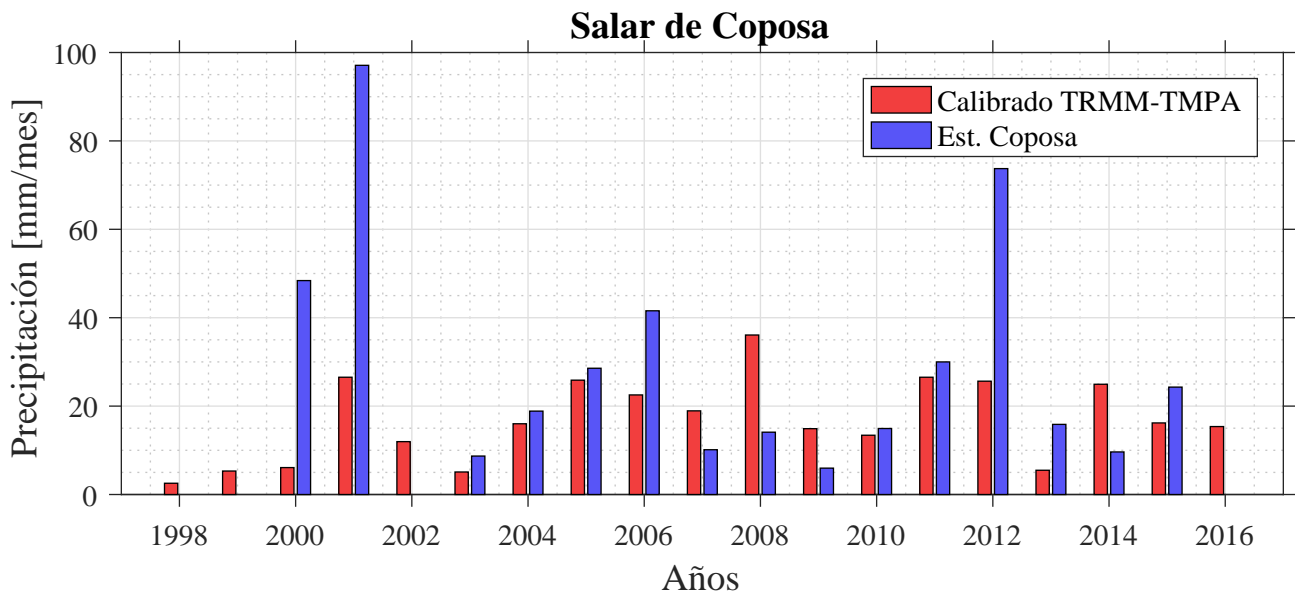


Figura 4.33: Comparación de la precipitación promedio entre enero y marzo, entre la estación Coposa y TRMM, en la zona del Salar de Coposa.

A partir de las figuras anteriores se aprecia que TRMM no puede reproducir la tendencia de precipitaciones en la zona, siendo positiva para ambos salares, contrario a la tendencia negativa que muestran las estaciones de la zona. Para ambos casos, se aprecia también que existen problemas para simular los años más húmedos observados.

4.6.3. Comparación de la precipitación y el caudal afluente a los salares

En esta sección se compara la serie de tiempo de los caudales afluentes a los salares y la correspondiente serie de precipitación calibrada en la zona. En las figuras 4.34 y 4.35 se presentan los resultados para ambos salares. Solo se comparó el caudal obtenido a través de las observaciones de evaporación.

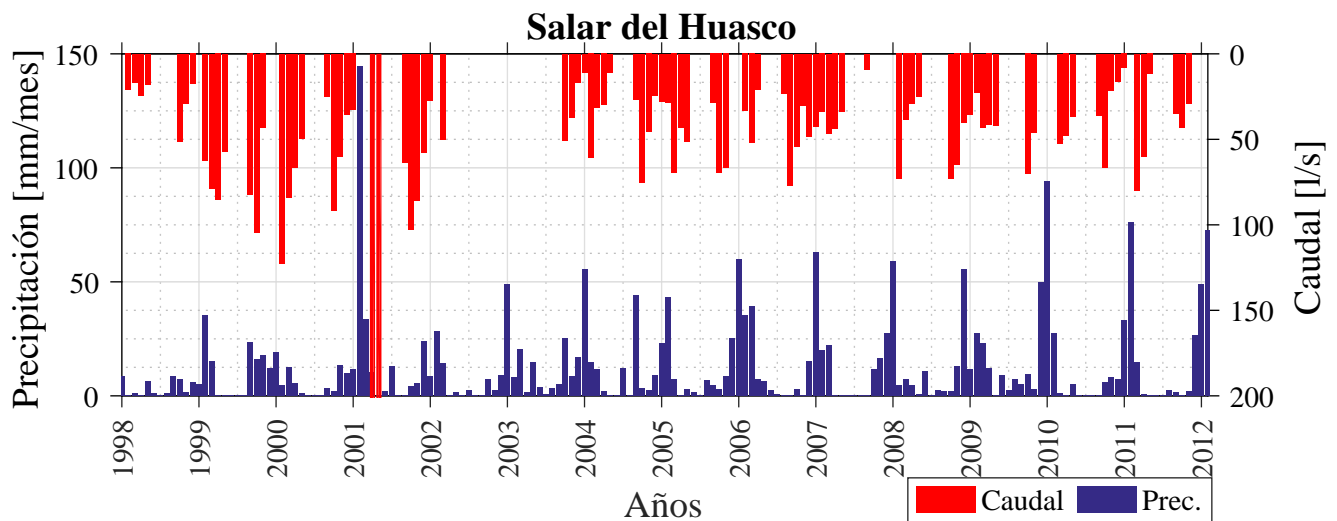


Figura 4.34: Comparación de la serie de precipitación TRMM calibrada con la estación Collacagua y el caudal afluente al Salar del Huasco obtenido con los datos de evaporación observados.

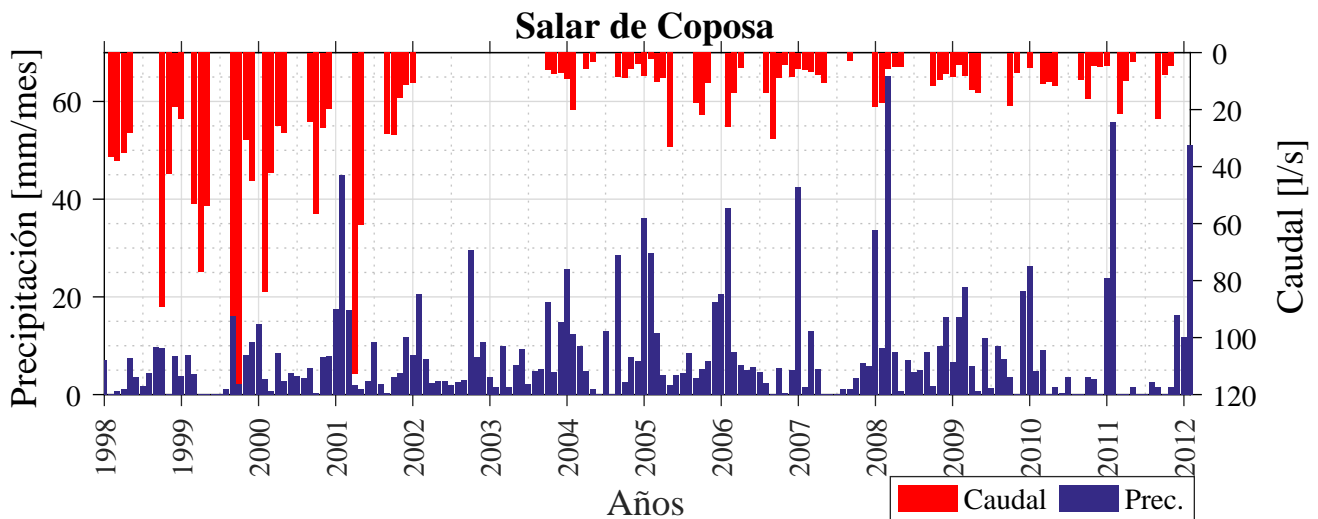


Figura 4.35: Comparación de la serie de precipitación TRMM calibrada con la estación Coposa y el caudal afluente al Salar de Coposa obtenido con los datos de evaporación observados.

En general, al observar las figuras 4.34 y 4.35 no se aprecia una relación directa entre las precipitaciones cerca de los salares y el caudal afluente. El caudal tiende a ser mayor durante invierno y menor durante el verano, contrario a lo que sucede con la precipitación. La serie de caudales tienden a ser relativamente constante para el Salar del Huasco con la oscilación periódica anual, mientras que el Salar de Coposa presenta también dicha oscilación periódica pero esta decrece en magnitud. No obstante, existe un evento significativo en el Salar del Huasco el año 2001, evento que coincide el mismo año con el evento de mayor precipitación registrada por la estación Collacagua (ver Figura 4.34).

4.6.4. Relación entre la precipitación y el fenómeno del Niño-Oscilación Sur

En esta sección se compara la precipitación de la zona y el fenómeno ENOS, a través de la comparación del índice Anomalía de la Temperatura Superficial del Mar (en adelante ATSM) con la variación de la precipitación promedio entre enero y marzo (observada y por TRMM). Se usan estos meses debido a que permiten identificar de mejor manera los años secos de los húmedos. De igual manera se promedia la ATSM entre los meses de enero y marzo. Es importante tener en cuenta que la precipitación se normalizó mediante la ecuación 3.9 para obtener valores negativos y positivos, para los años secos y húmedos, respectivamente, respecto al promedio y así facilitar la comparación. En las figuras 4.36 y 4.37 se presentan los resultados para el Salar de Huasco y el Salar de Coposa, respectivamente, además se agregan los datos de la estación de Collacagua y de Coposa, para validar el análisis. Es importante señalar que ATSM mayores a 0.5 se asocian a la fase tibia del ENOS y menores a -0.5 se asocian a la fase fría (anomalías marcadas en las figuras 4.36 y 4.37).

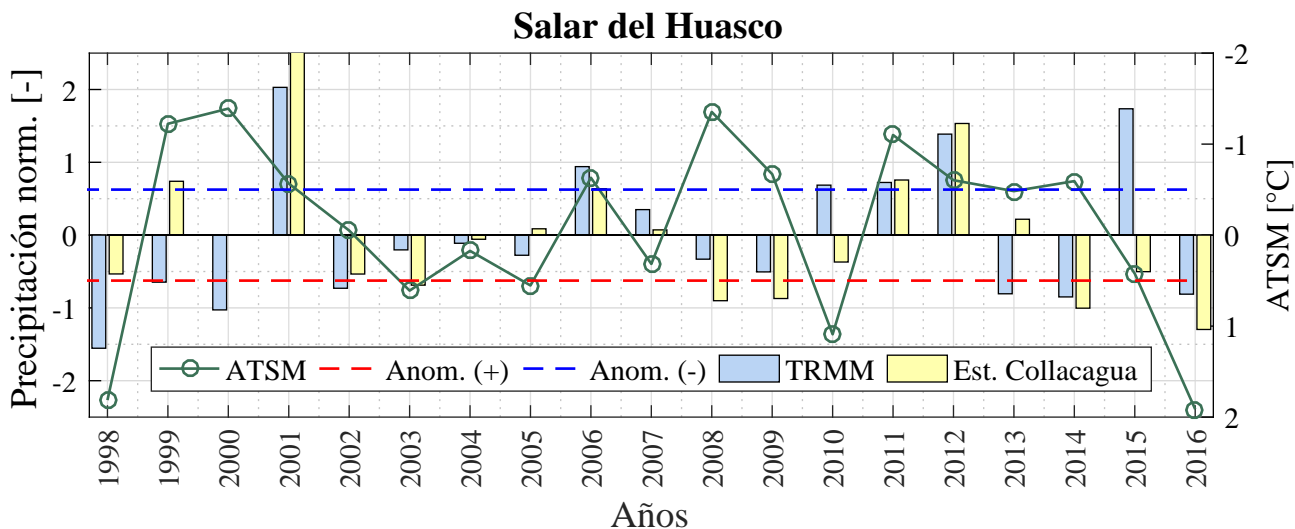


Figura 4.36: Comparación en la zona del Salar del Huasco del índice ATSM, la precipitación TRMM, calibrada y normalizada, y los datos observados en la estación Collacagua normalizados. Todas las variables fueron promediadas entre enero y marzo.

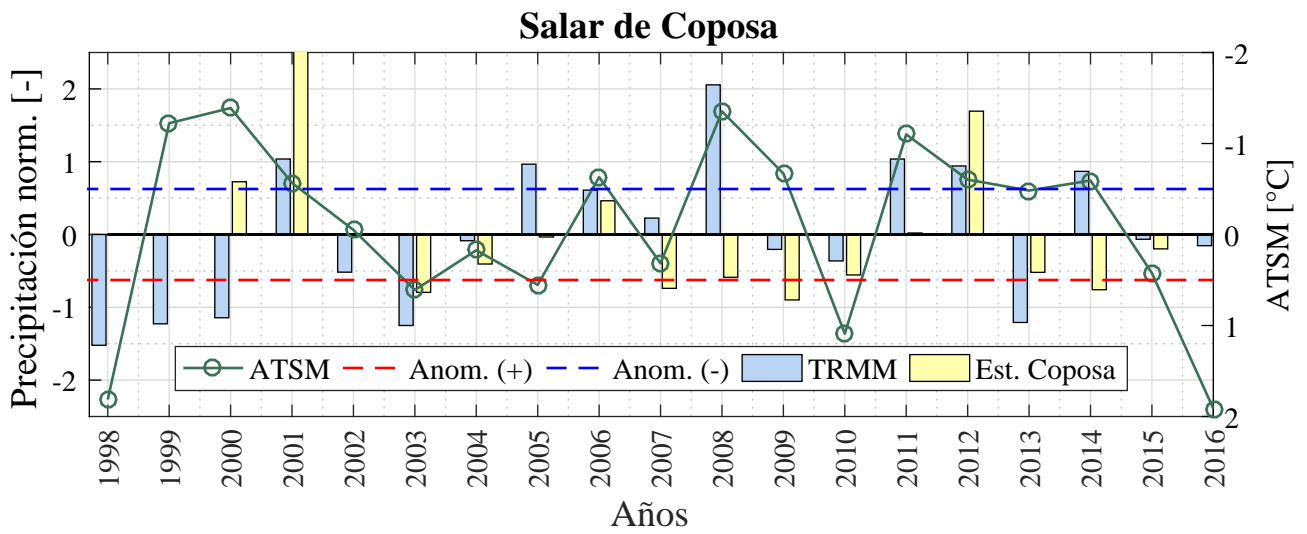


Figura 4.37: Comparación en la zona del Salar de Coposa del índice ATSM, la precipitación TRMM, calibrada y normalizada, y los datos observados en la estación Coposa normalizados. Todas las variables fueron promediadas entre enero y marzo.

Capítulo 5

Discusión

En este capítulo se analizan los principales resultados obtenidos de la aplicación de la metodología desarrollada. Se discute en detalle las ventajas o desventajas que presentaron los procedimientos desarrollados para extraer y utilizar la información. En particular en esta sección se discute sobre los siguientes temas:

- Cálculo de las superficies de los cuerpos de agua.
- Cálculo de la evaporación.
- Cálculo del caudal afluente.
- Cálculo y análisis de la precipitación.

5.1. Cálculo de la superficie de los cuerpos de agua

Para el cálculo del área, en primera instancia llevó a cabo un ajuste de los índices NDWI para cada satélite Landsat en el Salar del Huasco. Los índices escogidos muestran resultados positivos en la identificación de los cuerpos de agua en el salar. Tal como se observa en las figuras 4.8 y 4.9, el índice logra reconocer no solo la ubicación de los cuerpos de agua, sino también el tamaño. Con los cuerpos de agua más pequeños que existen en la zona existen inconvenientes en detectar la forma de estos, inconvenientes que pueden también estar asociados al análisis visual de los cuerpos de agua, metodología que tiene asociada un error relacionado con la resolución de las imágenes Landsat.

Respecto a las tendencias obtenidas para las series de áreas mostradas en las figuras 4.11 y 4.12, se aprecian significativas diferencias entre los salares. En primer lugar, existe una tendencia temporal diferente, siendo levemente positiva para el Salar del Huasco (pendiente 1.3 ha/año), en contraste con lo observado en el Salar de Coposa donde se aprecia una clara tendencia negativa y de mayor magnitud (pendiente -6.8 ha/año). Esto refleja de manera clara los impactos en la disponibilidad hídrica que han afectado al Salar de Coposa. Esta disminución del área se puede explicar por la explotación del acuífero del Salar de Coposa. Los antecedentes que se manejan al respecto, es que la compañía minera Collahuasi comenzó la extracción de aguas subterráneas en la cuenca del Salar de Coposa el año 1998, y si se observa la Figura 4.12, ya el año 2000 comienza

una disminución sostenida en el tiempo del área de los cuerpos de agua en el salar. El acuífero del Salar de Coposa fue declarado Área de Restricción el año 2002 (Dirección General de Aguas, 2012) y a contar del 2005 comenzaron a aplicarse medidas de mitigación por parte de la empresa minera, entre las que se encuentran la incorporación de caudal artificial a la vertiente principal del salar (2005), riego artificial de la vega (2008) y movimiento de los derechos de agua (2008) (Morales, 2013).

El análisis de los estadísticos que se presenta en la Tabla 4.2, se realizó de manera separada para distintos períodos de interés: serie completa (1984-2016), período sin estrés hídricos en el Salar de Coposa (1984-2002) y período con estrés hídrico en el Salar de Coposa (2003-2016). De esta forma se pueden examinar comparativamente los cambios a los que ha estado sujeto el Salar de Coposa respecto al Salar del Huasco. El Salar del Huasco no ha presentado cambios drásticos en la media de su superficie de agua, pero la tendencia positiva que este tiene ha aumentado el promedio de área de 160 ha para el período 1984-2002 a un promedio de 180 ha para período 2003-2016. Por el contrario, el Salar de Coposa si presenta cambios significativos en la media de su superficie de agua, con una media de 193 ha para el período 1984-2002 y 65 ha para el período 2003-2016. Es decir, el Salar de Coposa ha disminuido en prácticamente un tercio la media de su superficie de agua entre los períodos señalados. Algo similar ocurrió con los valores extremos en dichos períodos (máximos y mínimos) para el Salar de Coposa, disminuyendo a un tercio aproximadamente el máximo y a la mitad el mínimo en los últimos 13 años de análisis.

Al observar la evolución de las series de área, se aprecia que estas tienen un ciclo anual, en el cual el área se hace mínima durante los veranos y máxima durante los inviernos. Dado que las temperaturas y en particular el viento es mayor durante el verano, implicaría que la evaporación es uno de los principales factores que controlan el área superficial de agua en los salares. Vega (2016) realizó un balance hídrico en la cuenca del Salar del Huasco, señalando que aproximadamente el 90 % de la precipitación se evapora en la cuenca y el resto escurre de manera subsuperficial. Lo anterior implica que la respuesta a corto plazo de la superficie de agua del Salar del Huasco a las precipitaciones es muy baja, por lo que no se refleja en un aumento del área durante la época estival. Una situación análoga se presume que ocurre en el Salar de Coposa.

Respecto a la magnitud de los valores de área obtenidos, se tiene que en condiciones sin estrés hídrico en la zona de Coposa, el Salar de Coposa tiene un mayor tamaño que el Salar del Huasco. Esto se condice con los tamaños de área de las lagunas presentados en Risacher et al. (1999), donde el autor establece que el área de las lagunas en el Salar de Coposa varían entre los 5 y 7 km² y el área del Salar del Huasco entre los 2 y 3 km². En el caso de Huasco la media que se obtuvo es de 1.6 km² y en el de Coposa es de 1.9 km² (ambos para 1984-2016). En particular, para el Salar de Coposa se obtuvo un valor bastante diferente a lo entregado por Risacher et al. (1999), lamentablemente en dicho informe no se presenta en detalle la metodología empleada para entregar aquellos valores de superficie de las lagunas, sobretodo considerando la alta variabilidad anual que presenta este parámetros en los salares estudiados. Se debe aclarar de todas formas que los resultados obtenidos son una aproximación, y tienen el objeto principal de conocer la variabilidad histórica de los sistemas.

5.2. Cálculo de la evaporación

Para el cálculo de la evaporación potencial se llevó a cabo la calibración de la temperatura máxima del aire obtenida de ERA, la calibración de la temperatura superficial del suelo obtenida de MODIS y finalmente la calibración de la humedad relativa mínima obtenida a través de ERA. La calibración de estos 3 productos entregó resultados satisfactorios, tal como se detalla a continuación:

- En el caso de la calibración de la temperatura del aire máxima de ERA, se obtuvo un coeficiente de correlación igual a 0.9, lo cual se traduce en un RMSE igual 1.3°C y un MAE de 1°C , valores bastante bajos. Al observar la Figura 4.13, se observa que la calibración reproduce de manera muy satisfactoria los datos observado durante todo el período de análisis, siguiendo de manera clara el ciclo anual de temperatura de la zona e incluso reproduciendo ciertos valores extremos a nivel diario.
- Respecto a la calibración de la temperatura del suelo, se obtuvo un coeficiente de correlación con la temperatura del aire observada igual a 0.81 para MOD y 0.77 para MYD. Esta diferencia, solo se traduce en un RMSE levemente mayor para MYD (ver Figura 4.14). La diferencia entre ambos productos se debe a la hora en que registran la TSS. Luego la calibración combinada de ambos productos obtiene indicadores de error bajos y del orden esperado en la literatura (RMSE $\sim 2\text{-}3^{\circ}\text{C}$). Se debe tener en cuenta que en el caso de MODIS se calibra la temperatura superficial del suelo para obtener la temperatura del aire, relación que es controlada por el balance de energía atmósfera-suelo. Esta relación no siempre es tan directa debido a que responde a una interacción compleja entre radiación, velocidad del viento, nubosidad, humedad y rugosidad del suelo (Vancutsem et al., 2010). No obstante, los resultados son satisfactorios, con un RMSE igual a 2°C y un MAE igual a 1.6° , la calibración logra representar de manera adecuada la variación de la temperatura máxima durante el ciclo anual, y solo tiene inconvenientes con las variaciones extremas a nivel diario (ver Figura 4.16).
- Para la humedad relativa mínima se obtuvo coeficiente de correlación en la calibración igual a 0.77. Dicho valor deriva en índices de error RMSE y MAE igual a 4.8 y 3.5 %, respectivamente. En general la calibración logra representar el ciclo anual de la humedad relativa mínima; sin embargo, tiende sobrestimar los valores extremos mínimos y subestimar los valores extremos máximos, excepto durante la época estival, en que se representa de manera adecuada la variabilidad de los datos observados (ver Figura 4.17).

Cabe mencionar que los valores de ERA que mejor se correlacionaron con los datos en terreno se obtuvieron a una altura de presión igual 600 hPa. En general los datos en superficie para las variables mencionadas mostraron una mala relación con los datos en terreno, debido a que la grilla (baja resolución) que utiliza el modelo de ERA, representa de mala manera la topografía en la zona. Pese a esto, al parecer las condiciones de bajo espesor óptico de los gases efecto invernadero permiten modelar a ERA con precisión la temperatura máxima diaria y la humedad relativa mínima para las condiciones de la zona. Ojo que la correlación con ERA es buena; sin embargo, en magnitud, los datos de temperatura de aire están significativamente subestimados, y los datos de humedad relativa sobrestimados. Esto sucede porque estos parámetros responden al modelo en la atmósfera.

El viento fue otra forzante que se obtuvo de ERA, pero se usó directamente debido a que este producto no se correlacionaba satisfactoriamente con los datos en terreno. Al observar la Tabla

4.4, se aprecia que los datos de viento del reanálisis representan de manera adecuada la media observada, pero tienen problemas para simular la variabilidad de las observaciones. El coeficiente de variación de ERA es de 14% en cambio el de los datos medidos es de 24.8%. Lo anterior se traduce en una sobrestimación de los máximos y una subestimación de los mínimos. Lo anterior, es probable que se deba a la alta complejidad del terreno y la escasez de estaciones con observaciones de viento en la zona.

Respecto a los resultados obtenidos de evaporación para el Salar de Huasco y el Salar de Coposa, se calculó la evaporación usando la temperatura del aire obtenida de ERA por un lado, y la temperatura de MODIS por otro. En general no se presentan diferencias significativas entre ambos resultados. Analizando los estadísticos de las series obtenidas con ERA y MODIS, mostrados en las tablas 4.5 y 4.6, respectivamente, se observa que las medias de evaporación están entre 114 y 118 mm/mes para ambos productos en ambos salares, valores de evaporación del orden esperado aunque un poco superior, ya que se obtuvieron 1370 mm/año aproximadamente al año y lo esperado son 1200 mm/año. Lo anterior responde por la sobrestimación de los mínimos de evaporación. Las diferencias entre los resultados de los productos no son significativas, y a pesar que los salares no están insertos dentro del mismo cuadrante de la grilla de ERA, de igual forma se obtienen resultados similares. Esto es esperado, dado que uno de los supuestos del trabajo consideran que las condiciones climáticas a las cuales están sujeto los salares son parecidas. Incluso la tendencia temporal de ambos métodos de cálculo en ambos salares son casi iguales (ver figuras 4.20 y 4.22). Sin embargo, estas tendencias temporales son ambas positivas, y no reflejan lo que ocurre con las observaciones. Las observaciones presentan una clara tendencia temporal negativa, sobretodo en los últimos 15 años de análisis. Como se observa, la pendiente analizando toda la serie (1979-2012) disminuye de -0.13 mm/mes a -0.31 mm/mes para el período entre 2000-2012.

Por otra parte, aunque se logra representar de manera cercana la magnitud de las estimaciones (reflejado en los promedios), los resultados obtenidos presentan indicadores de error bastante importantes, entre 48 y 40 mm/mes en ambas metodologías. Tal como ocurrió antes con el viento, existe una variabilidad que el modelo aplicado no puede reproducir. La desviación estándar de las observaciones alcanza hasta 40 mm/mes para el período 1979-2012, con un coeficiente de variación de 37%, mientras que la máxima desviación estándar modelada alcanzó 20 mm/mes en la metodología con ERA. El error de la variabilidad responde en parte al método que se utiliza. El método aerodinámico de cálculo de la evaporación depende de manera proporcional de la magnitud del viento; por lo tanto, la variabilidad de este se ve reflejada directamente en la evaporación. La baja variabilidad del viento utilizado, explica en parte la poca amplitud que tiene la evaporación comparado con las observaciones. Esto se refuerza teniendo en cuenta que el modelo se utilizó a nivel horario por lo que los resultados de la evaporación son altamente dependientes del viento (Xu & Singh, 1998).

5.3. Cálculo del caudal afluente

El cálculo del caudal afluente se realizó mediante la ecuación 3.1, ecuación que considera el efecto de la disminución de evaporación por salinidad. En el caso del Salar del Huasco y Coposa, los efectos de salinidad no son importantes debido a que son menores a 1 g/l. Es importante tener en cuenta que se utilizó una salinidad constante, para cada salar, dado que este es un parámetro

difícil de medir en el tiempo.

En general, los resultados obtenidos para el método con ERA y MODIS entregan resultados bastante similares. Esto se aprecia al observar los datos de la Tabla 4.8, lo cual es esperable dado que las series de evaporación son parecidas entre ambos salares y metodologías; por lo tanto, la series de caudales se diferenciaran principalmente por la serie de áreas. Esto se apoya en las tendencias mostradas en las figuras 4.24 y 4.25, las cuales son concordantes con las de las series de área para los respectivos salares. La magnitud de las pendientes solo varían por el período de análisis que se gráfica. Sin embargo, existen antecedentes que muestran que los caudales aportantes dada su naturaleza subterránea no tiene un ciclo estacional, ciclo que si muestran los resultados antes mencionados (Muñoz, 2009). Este problema está principalmente asociado a las series de evaporación que sobrestiman el la evaporación durante las temporadas de invierno, lo que produce que los caudales sean más altos de lo que corresponde durante esa época.

En base a lo anterior, se procedió a calcular los caudales utilizando la serie de evaporación observada en Collacagua. De los resultados en las figuras 4.26 y 4.27, se aprecia que ya no es tan claro el ciclo estacional de caudales, aunque igual tienden a ser mayores los caudales durante el invierno. Si se observan únicamente los resultados en Huasco (caudales no intervenidos), se aprecia que desde 2004 la variabilidad de caudales disminuye significativamente debido a la disminución de la evaporación en ese período. Además si se comparan los estadísticos de estas series de caudales (ver Tabla 4.9) con las obtenidas anteriormente con el modelo de evaporación, se cumple con lo esperado, disminuyendo las medias y aumentando la variabilidad de los resultados en el caso del uso de observaciones.

Debido a que no se logró obtener caudales relativamente constantes, finalmente se calculó la serie de evaporación en el Salar del Huasco utilizando un caudal constante igual a 60 l/s, correspondiente al promedio del caudal calculado en el Salar del Huasco con datos de evaporación observados. Los resultados presentados en la Figura 4.28, muestran que hacer este supuesto correlaciona bien la tendencia de evaporación temporal en la zona (negativa), pero existe una sobrestimación significativa de la evaporación durante el verano, habiendo varios meses en que la evaporación es superior a los 200 mm/mes, lo cual es erróneo si se considera que el máximo de las observaciones no supera 190 mm/mes. Lo anterior se traduce en un promedio de evaporación anual de 1536 mm/año, lo cual es más de 300 mm mayor a lo esperado en la zona. De esto se infiere que hay datos de superficie de área que se están subestimando, y eso explicaría en parte la diferencia entre los promedios de área de las lagunas encontradas en los antecedentes y los promedios obtenidos.

5.4. Cálculo y análisis de la precipitación

Para calibrar la precipitación obtenida mediante TRMM se utilizaron las estaciones de Collacagua y Coposa. Los mejores resultados que se obtuvieron para la estación de Collacagua (más cercana al Salar del Huasco) donde el producto TRMM obtuvo un coeficiente de correlación con las observaciones igual a 0.7, en cambio en Coposa, TRMM obtuvo un coeficiente de correlación de 0.53. En ambas calibraciones TRMM sobrestima los valores de precipitación observados, principalmente en los meses más secos. Lo anterior es producido por el fenómeno de falsa alarma que afecta particularmente los resultados en la zona, en donde la precipitación es casi nula entre mayo

y septiembre, régimen que el producto TRMM no logra reproducir. De hecho, para los ajustes realizados se impusieron umbrales a los valores TRMM, para disminuir el error por falsa alarma, dados por el corte del ajuste con el eje de las abscisas. Este valor fue 5.13 mm/mes para el Salar del Huasco y 2.49 mm/mes para el Salar de Coposa.

Por otra parte, en las figuras 4.30 y 4.31, se comparan los resultados entre las calibraciones y las observaciones. Si bien, se observa que en la calibración en el Salar del Huasco hay indicadores de error mayores, esto puede deberse en parte debido a que los datos en Collacagua son mayores a los de Coposa, y los indicadores tienden a amplificar considerablemente los errores más grandes, siendo esto más notorio para el índice RMSE. En términos generales se observa que, en ambos casos TRMM, representa de manera adecuada el ciclo anual de las precipitaciones, excepto el año 2015, en el que hay una importante sobrevaloración de la precipitación en ambos salares, pero particularmente en Huasco. En general para Huasco y Coposa, TRMM identifica de buena manera los máximos anuales, aunque no en magnitud, teniendo problemas en la mayorías de los casos, especialmente en Huasco donde las precipitaciones son mayores.

En cuanto a los estadísticos mostrados en la Tabla 4.11, se observa que TRMM representa de manera bastante precisa el promedio de las observaciones, con una diferencia de 0.45 mm/mes para el Salar del Huasco y apenas 0.01 mm/mes en el Salar de Coposa. Pese a esto, TRMM no representa de buena forma la dispersión de las observaciones, con significativas diferencias en el coeficiente de variación. Esta diferencia en Huasco es de 75 % y en Coposa de 126 %. Esto explica el problema de subestimación de máximos y sobrestimación de mínimos. Por otra parte, la máxima precipitación en Coposa, TRMM la subestima considerablemente, siendo este valor un 60 % menor.

La comparación de la precipitación en la zona, se analizaron mediante el promedio de los meses de enero, febrero y marzo para cada año. De esta forma se eliminó el sesgo de sobrestimación de los meses secos de TRMM. En las figuras 4.32 y 4.33, se aprecia que la precipitación promedio entre enero y marzo de las observaciones en Collacagua y Coposa, están muy bien correlacionada, excepto en magnitud, que como se vio anteriormente, es mayor en Collacagua. Lo anterior es muy notorio en los años más húmedos, por ejemplo, el 2001 y el 2012, aunque los años más secos en Collacagua no son necesariamente los más secos en Coposa. Es claro que los resultados de TRMM en este análisis de las precipitaciones en verano, subestiman significativamente las precipitaciones en los años más húmedos. Lo anterior sucede de manera frecuente, ya que en 11 del total de años analizados (17 en Huasco y 16 en Coposa) TRMM subestima los valores de precipitación.

Respecto a los caudales afluentes a la zona y las precipitaciones, en general no se aprecia una relación permanente entre estas dos variables. Analizando los resultados obtenidos para el Salar del Huasco (sin intervención externa), se aprecia que el caudal tiene una variación relativamente constante a lo largo de los años. No obstante, al observar la Figura 4.34, se aprecia que hay un año en particular en que hay un caudal sobresaliente durante el invierno, este es el año 2001. El año 2001 es un año que la estación Collacagua registró más agua en promedio durante el verano (ver Figura 4.32), año que por cierto TRMM simula muy bien. El caso de Coposa es más complejo de analizar debido a que no solo existen variaciones debido a la explotación del acuífero, sino también debido a la recarga artificial que se ha hecho en una de sus principales vertientes. Por lo tanto, teniendo en cuenta solo los resultados en el Salar del Huasco, estos sugieren que el caudal afluente a los salares no responde de manera directa a las precipitaciones, excepto cuando la cantidad de precipitación es muy significativa durante el verano (no solo en meses puntuales). Por lo tanto, son

las aguas subterráneas las que controlan el caudal relativamente constante en el tiempo, los cuales son insensibles a las precipitaciones, excepto en años muy húmedos.

En otro orden de cosas, para examinar la relación del fenómeno ENOS con las precipitaciones de la zona, y evaluar el desempeño de TRMM con dicho objetivo, es que se estudió en primera instancia si existe o no alguna incidencia del ENOS en las zonas estudiadas. En general tal como se mencionó anteriormente, los años Niño están asociados a años más secos y los años Niña a años más húmedos. Para corroborar se realizó el siguiente procedimiento. Primero se calculó la ATSM promediada entre los meses de enero y marzo anualmente desde 1998 al 2016. De este promedio se asociaron los valores de ATSM mayores a 0.5°C a una fase tibia del ENOS (no necesariamente se está en caso de un año Niño) y se asociaron los valores de ATSM menores a 0.5°C a una fase fría del ENOS (no necesariamente año Niña). De este análisis se obtuvo que del total de 19 datos (1998-2016), 10 se asocian a una fase fría y 5 a una fase tibia. Respecto a las precipitaciones, solo se categorizaron en si estaban sobre o bajo el promedio tal como se muestra en la Figura 4.36.

Al comparar el déficit o superávit de precipitaciones respecto a la media (ver figuras 4.36 y 4.37), se obtuvo que del total de 14 años comparables (se eliminan años que no hay observaciones o la ATSM no se puede asociar a ninguna fase), 10 cumplen con uno de los siguientes escenarios: fase tibia con precipitaciones bajo la media o fase fría con precipitaciones sobre la media. Resultado similar se obtuvo en Coposa, donde del total de 12 años comparables, 8 cumplen con los escenarios antes mencionados. Es decir, se cumple lo esperado en el Altiplano en el 71 % de los años en Huasco y en un 66 % de los años en Coposa. Más aún, al observar los 4 años que en Huasco no se cumplen los escenarios antes mencionados, 3 de ellos corresponden a años fase fría y en el caso de Coposa, los 4 son fase fría. De lo anterior se desprende que en caso de haber años fase tibia es muy probable que en ese año las precipitaciones estén bajo la media en la estación de Collacagua y Coposa.

Respecto al funcionamiento de TRMM en la zona, del total de los 10 años en que Collacagua estuvo acorde con los escenarios esperados para la zona, en 7 de ellos TRMM también los identificó como dichos escenarios. En cambio en Coposa, de los 8 años que la estación estuvo acorde con los escenarios esperados, en 6 de ellos TRMM también. Por lo tanto, TRMM tiene un 70 % de probabilidad en Huasco y un 75 % de probabilidad en Coposa, de estar acorde con una fase fría o tibia en caso que la estación correspondiente lo esté.

En términos generales los errores de TRMM están dadas por la resolución espacial y temporal del producto y la complejidad del terreno de estudio. Tal como se vio anteriormente al comparar los datos de la estación Collacagua y Coposa, se observa que la precipitación tiene una alta variabilidad espacial. El producto TRMM debe asignar precipitaciones en un área de 25 km por 25 km, por lo que el resultado de TRMM, no necesariamente responde a una condición local, o al menos no a la condición local que representaban las estaciones, explicando en parte la menor dispersión de los datos que presenta el producto. Por otro lado se encuentra la resolución temporal, la cual es bastante buena, pero aún así induce a errores. Por un lado, el hecho que se haga un registro cada 3 horas tiene el problema de que existe la alta posibilidad de no registrar eventos de precipitación menores a 3 horas y que estén dentro del intervalo temporal de medición. Por otro lado, parte de la metodología fue asignar a cualquier evento de precipitación, la duración de 3 horas independiente su intensidad. Lamentablemente no es posible establecer patrones de duración de la precipitación, pero este error tiende a incrementar los efectos del error por falsa alarma, particularmente relevante durante los períodos de bajas precipitaciones.

Capítulo 6

Conclusiones

En este trabajo se desarrolló una metodología que permite estimar las diferentes componentes que gobiernan el balance hídrico en los humedales altiplánicos mediante el uso de productos satelitales y de reanálisis. La implementación, aplicación y análisis de esta metodología permitió entender de mejor manera la dinámica y variabilidad histórica de la disponibilidad hídrica en los humedales, las tendencias de las diferentes forzantes meteorológicas involucradas y la respuesta de los sistemas ante factores externos. Además permitió comprender los beneficios y limitaciones del uso de herramientas satelitales y de reanálisis en el Altiplano.

Los objetivos propuestos para este trabajo fueron: i) revisión de antecedentes que permitiesen elaborar un modelo conceptual del balance hídrico de los humedales en la zona, y escoger las herramientas satelitales y de reanálisis que se utilizarían para el cálculo de este, ii) el análisis de la disponibilidad de información meteorológica en la zona, que permitiese seleccionar dos humedales del Altiplano con diferente intervención antrópica y la recopilación de la información medida en terreno, de reanálisis y satelital de interés, iii) la creación de rutinas que permitiesen la extracción y calibración de los productos utilizados y finalmente, iv) la estimación del balance hídrico, el análisis de la variabilidad histórica de la disponibilidad hídrica en la zona, junto con el análisis de tendencias temporales y la comparación con el índice NIÑO-3.4.

El primer objetivo se concretó satisfactoriamente. A través de la revisión de antecedentes se caracterizaron los humedales de la zona. Además se identificó a la evapaporación y al caudal proveniente de afloramientos de aguas subterráneas como las componentes que gobiernan el balance hídrico en los sistemas. En base a lo anterior se escogieron los siguientes productos satelitales a utilizar: imágenes Landsat 5 y 8, imágenes MODIS LST (temperatura superficial del suelo), datos TRMM-TMPA (precipitación). En el caso de reanálisis, se escogió ERA-Interim.

El segundo objetivo también se concretó de manera correcta. En esta etapa, se seleccionaron dos humedales altiplánicos a partir de los siguientes criterios: impactos antrópicos, disponibilidad de información, ubicación y tamaño de los humedales. La disponibilidad de información se evaluó a través de un catastro de información meteorológica realizado en todo el Altiplano chileno y sectores cercanos. Para la ubicación y tamaño se estudió el catastro de humedales en la zona. Los sistemas seleccionados fueron el Salar del Huasco y el Salar de Coposa, ambos con antecedentes contrastantes en términos de intervención antrópica. También se recopiló la información de monitoreo, satelital

y de reanálisis correspondientes a la región de Tarapacá.

Respecto al tercer objetivo, se crearon las rutinas para la extracción y calibración de las siguientes variables: temperatura superficial del suelo (MODIS), temperatura del aire (ERA-Interim), humedad relativa (ERA-Interim) y precipitaciones (TRMM-TMPA). Todas las variables, excepto la precipitación, se calibraron a partir de los datos de la estación Salar de Huasco (CEAZA), para la precipitación se utilizó la estación Collacagua (DGA) y Coposa (DGA).

Las conclusiones del cuarto y último objetivo, referido a los resultados de la aplicación de la metodología y el cálculo de las distintas componentes del balance hídrico, se discuten a continuación:

- Se concluye que los salares mostraron ser sistemas altamente sensibles al nivel freático de las cuencas. Dada la dependencia al aporte de agua subterránea del área de las lagunas, estas reponen a regímenes hídricos de varios años, por lo que los impactos sobre estas son de difícil recuperación.
- Por otro lado, se concluye que los productos Landsat presentan un buen funcionamiento en la zona, con un problema de subestimación de valores durante el verano. La resolución de estas imágenes, ya sea temporal o espacial, demostró ser adecuada para comprender la variabilidad estacional de los sistemas, y los efectos de cambio de disponibilidad de agua por factores no naturales como la sobreexplotación de acuíferos.
- Respecto a ERA-Interim, se obtuvieron buenos resultados para la máxima temperatura del aire y humedad relativa mínima a nivel diario. Sin embargo, el viento no es simulado de manera apropiada. Se concluye entonces, que el bajo espesor óptico y la baja nubosidad permiten a ERA simular adecuadamente las variables que no tienen una dependencia directa con las complejidades del terreno. Por otra parte, MODIS presenta buenos resultados de relación entre la temperatura superficial del suelo y la temperatura del aire, para los satelites Terra y Aqua. Se concluye por lo tanto, que la resolución temporal y espacial del producto satisface las necesidades de este trabajo, aunque tiene la desventaja respecto a ERA de presentar fallas frecuentemente por nubosidad.
- Cabe mencionar, que la evaporación obtenida a través de ERA o MODIS no presenta diferencias significativas. No obstante, la evaporación calculada a nivel horario por el método aerodinámico es sensible a las variaciones de viento, por lo que se concluye que la baja dispersión de los resultados de evaporación y la sobrestimación de ésta en invierno, están asociados con los errores que se arrastran de dicha forzante.
- Respecto a los caudales obtenidos, estos mostraron una variabilidad estacional análoga a las áreas de los cuerpos de agua estimadas, lo cual es incoherente con lo esperado. Si bien se disminuyó el ciclo estacional haciendo uso de la evaporación observada, tampoco se obtuvieron los resultados esperados. El error posiblemente esté asociado a una subestimación durante el verano de las áreas. Por otra parte, TRMM mostró ser una herramienta útil para conocer la estacionalidad de las precipitaciones, sin embargo presenta dificultades para reproducir la variabilidad de las precipitaciones en la zona.

- Finalmente, se debe mencionar que las herramientas de percepción remota demostraron ser de gran utilidad para los objetivos del trabajo, dada su disponibilidad temporal y considerando las limitantes asociadas a la resolución espacial y las complejidades del terreno. Sin embargo, se debe tener en cuenta que el buen uso de estas herramientas está altamente sujeta a una buena red de monitoreo local, que permita calibrar y comparar resultados. Además se debe considerar que el viento es una de las variables determinantes para el cálculo del balance hídrico en los salares. Esta variable, además de no poder ser modelada por el reanálisis, también ha sido muy poco monitoreada en la región. Lo anterior es un problema relevante en estudios de cambio climático en la región altiplánica.

Bibliografía

- Aceituno, P. (1996). Elementos del clima en el Altiplano Sudamericano. *Rev. Geofís*, 44, 37–55.
- Adler, R., Braun, S., Stocker, E., & Marius, J. (2007). Tropical Rainfall Measuring Mission, TRMM, Senior Review Proposal. *Laboratory for Atmospheres, NASA Goddard Space Flight Centre, Greenbelt, MD, USA*.
- Adler, R. F., Huffman, G. J., Bolvin, D. T., Curtis, S., & Nelkin, E. J. (2000). Tropical rainfall distributions determined using TRMM combined with other satellite and rain gauge information. *Journal of Applied Meteorology*, 39(12), 2007–2023.
- Allen, R. G. et al. (2006). *Evapotranspiración del cultivo: guías para la determinación de los requerimientos de agua de los cultivos*, volume 56. Food & Agriculture Org.
- Almedeij, J. (2016). *Modified Thornthwaite-Holzman model for evaporation rates*. Technical report, Kuwait University.
- Blacutt, L. A., Herdies, D. L., de Gonçalves, L. G. G., Vila, D. A., & Andrade, M. (2015). Precipitation comparison for the CFSR, MERRA, TRMM3B42 and Combined Scheme datasets in Bolivia. *Atmospheric Research*, 163, 117–131.
- Brutsaert, W. (1975). The roughness length for water vapor sensible heat, and other scalars. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 32(10), 2028–2031.
- Convención de Ramsar y Grupo de Contacto EHAA (2008). *Estrategia Regional de Conservación y Uso Sostenible de los Humedales Altoandinos*. Gobiernos de Ecuador y Chile, CONDESAN y TNC-Chile.
- de la Fuente, A. & Niño, Y. (2010). Temporal and spatial features of the thermohydrodynamics of shallow salty lagoons in northern Chile. *Limnology and Oceanography*, 55(1), 279–288.
- Dee, D., Uppala, S., Simmons, A., Berrisford, P., Poli, P., Kobayashi, S., Andrae, U., Balmaseda, M., Balsamo, G., Bauer, P., et al. (2011). The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 137(656), 553–597.
- Dirección General de Aguas (2012). *Diagnóstico Plan Maestro de Recursos Hídricos, Región de Tarapacá*. Technical report, Ministerio de Obras Públicas.

- Duan, S.-B., Li, Z.-L., Wu, H., & Tang, B.-H. (2013). Temporal normalization of Terra-MODIS land surface temperature product. In *Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS), 2013 IEEE International* (pp. 461–464).: IEEE.
- Farr, T. G. & Kobrick, M. (2000). Shuttle Radar Topography Mission produces a wealth of data. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 81(48), 583–585.
- Flores, F. & Lillo, M. (2010). Simple air temperature estimation method from MODIS satellite images on a regional scale. *Agricultura técnica*, 70(3), 436–445.
- Fu, G., Charles, S. P., Timbal, B., Jovanovic, B., & Ouyang, F. (2015). Comparison of NCEP-NCAR and ERA-Interim over Australia. *International Journal of Climatology*.
- Garreaud, R., Vuille, M., & Clement, A. C. (2003). The climate of the Altiplano: observed current conditions and mechanisms of past changes. *Palaeogeography, palaeoclimatology, palaeoecology*, 194(1), 5–22.
- Garreaud, R. D., Vuille, M., Compagnucci, R., & Marengo, J. (2009). Present-day South American climate. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 281(3), 180–195.
- Hobouchian, M. P., Salio, P., Vila, D., & Skabar, Y. G. (2012). Validación de estimaciones de precipitación por satélite sobre Sudamérica utilizando una red de observaciones de alta resolución espacial. *XI CONGREGMET*.
- Hosseinzadeh, S. R. (2011). Drainage Network Analysis, Comparis of Digitalelevation Model (dem) from ASTER with HighResolution Satellite Image and Areal Photographs. *International Journal of Environmental Science and Development*, 2(3), 194.
- Huffman, G. J., Adler, R. F., Bolvin, D. T., & Nelkin, E. J. (2010). The TRMM multi-satellite precipitation analysis (TMPA). In *Satellite rainfall applications for surface hydrology* (pp. 3–22). Springer.
- Huffman, G. J., Bolvin, D. T., Braithwaite, D., Hsu, K., Joyce, R., Xie, P., & Yoo, S.-H. (2013). NASA global precipitation measurement (GPM) integrated multi-satellite retrievals for GPM (IMERG). In *Algorithm theoretical basis document, version 4.1*. NASA.
- Huffman, G. J., Bolvin, D. T., Nelkin, E. J., Wolff, D. B., Adler, R. F., Gu, G., Hong, Y., Bowman, K. P., & Stocker, E. F. (2007). The TRMM multisatellite precipitation analysis (TMPA): Quasi-global, multiyear, combined-sensor precipitation estimates at fine scales. *Journal of Hydrometeorology*, 8(1), 38–55.
- Janatian, N., Sadeghi, M., Sanaeinejad, S. H., Bakhshian, E., Farid, A., Hasheminia, S. M., & Ghazanfari, S. (2016). A statistical framework for estimating air temperature using MODIS land surface temperature data. *International Journal of Climatology*.
- Kampf, S. K. & Tyler, S. W. (2006). Spatial characterization of land surface energy fluxes and uncertainty estimation at the Salar de Atacama, Northern Chile. *Advances in water resources*, 29(2), 336–354.

- Lindsay, R., Wensnahan, M., Schweiger, A., & Zhang, J. (2014). Evaluation of seven different atmospheric reanalysis products in the Arctic. *Journal of Climate*, 27(7), 2588–2606.
- Liu, Z. (2015). Evaluation of Precipitation Climatology Derived from TRMM Multi-Satellite Precipitation Analysis (TMPA) Monthly Product over Land with two Gauge-Based Products. *Climate*, 3(4), 964–982.
- McFeeters, S. (1996). The use of the Normalized Difference Water Index (NDWI) in the delineation of open water features. *International journal of remote sensing*, 17(7), 1425–1432.
- Moncet, J.-L., Liang, P., Lipton, A. E., Galantowicz, J. F., & Prigent, C. (2011). Discrepancies between MODIS and ISCCP land surface temperature products analyzed with microwave measurements. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 116(D21).
- Mooney, P., Mulligan, F., & Fealy, R. (2011). Comparison of ERA-40, ERA-Interim and NCEP/NCAR reanalysis data with observed surface air temperatures over Ireland. *International Journal of Climatology*, 31(4), 545–557.
- Morales, L. (2013). *Modelo de la zona no saturada de la vega altoandina de Jachucoposa*. Universidad de Chile, Santiago, Chile.
- Muñoz, J. (2009). Levantamiento hidrogeológico para el desarrollo de nuevas fuentes de agua en áreas prioritarias de la zona norte de Chile, regiones XV, I, II y III. etapa II.
- NASA (2010). *Landsat 7 Science Data Users Handbook*. National Aeronautics and Spatial Administration, United States Geological Survey.
- NASA/JPL-Caltech/NGA (2014). *PIA18813: Tanzania Images Highlight Improvements in Full-Resolution SRTM Africa Data* [en línea]. Recuperado de: <<http://photojournal.jpl.nasa.gov/catalog/PIA18813>>. Fecha de consulta: 19/07/2016.
- Neitsch, S. L., Arnold, J. G., Kiniry, J. R., & Williams, J. R. (2011). *Soil and water assessment tool theoretical documentation version 2009*. Technical report, Texas Water Resources Institute.
- Orellana, L., Altamirano, T., Ortíz, G., Henríquez, G., Espinosa, M., & Poblete, V. (2013). *Caracterización de Humedales Altoandinos para una gestión sustentable de las actividades productivas del sector norte del país*. Technical report, CIREN.
- Powell, S. L., Pflugmacher, D., Kirschbaum, A. A., Kim, Y., & Cohen, W. B. (2007). Moderate resolution remote sensing alternatives: a review of Landsat-like sensors and their applications. *Journal of Applied Remote Sensing*, 1(1), 012506–012506.
- Risacher, F., Alonso, H., & Salazar, C. (1999). Geoquímica de aguas en cuencas cerradas: I, II y III regiones-chile.
- Risacher, F., Alonso, H., & Salazar, C. (2003). The origin of brines and salts in Chilean salars: a hydrochemical review. *Earth-Science Reviews*, 63(3), 249–293.
- Rokni, K., Ahmad, A., Selamat, A., & Hazini, S. (2014). Water feature extraction and change

- detection using multitemporal Landsat imagery. *Remote Sensing*, 6(5), 4173–4189.
- Rusticucci, M., Zazulie, N., & Raga, G. B. (2014). Regional winter climate of the southern central andes: Assessing the performance of ERA-Interim for climate studies. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 119(14), 8568–8582.
- Saha, S., Moorthi, S., Pan, H.-L., Wu, X., Wang, J., Nadiga, S., Tripp, P., Kistler, R., Woollen, J., Behringer, D., et al. (2010). The NCEP climate forecast system reanalysis. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 91(8), 1015–1057.
- Scheel, M., Rohrer, M., Huggel, C., Santos Villar, D., Silvestre, E., & Huffman, G. (2011). Evaluation of TRMM Multi-satellite Precipitation Analysis (TMPA) performance in the Central Andes region and its dependency on spatial and temporal resolution. *Hydrology and Earth System Sciences*, 15(8), 2649–2663.
- Singh, V. & Xu, C. (1997). Evaluation and generalization of 13 mass-transfer equations for determining free water evaporation. *Hydrological Processes*, 11(3), 311–323.
- Smith, C. A., Compo, G. P., & Hooper, D. K. (2014). Web-based Reanalysis Intercomparison Tools (WRIT) for analysis and comparison of reanalyses and other datasets. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 95(11), 1671–1678.
- Squeo, F. A., Warner, B., Aravena, R., & Espinoza, D. (2006). Bofedales: high altitude peatlands of the central Andes. *Revista Chilena de Historia Natural*, 79(2), 245–255.
- Thornthwaite, C. W. & Holzman, B. (1939). The determination of evaporation from land and water surfaces. *Monthly Weather Review*, 67(1), 4–11.
- USGS (2016). *Landsat 8 (L8) Data User Handbook*. Earth Resources Observation and Science Center (EROS).
- Vancutsem, C., Ceccato, P., Dinku, T., & Connor, S. J. (2010). Evaluation of modis land surface temperature data to estimate air temperature in different ecosystems over africa. *Remote Sensing of Environment*, 114(2), 449–465.
- Vega, A. (2016). *Balance hídrico de la cuenca del Salar del Huasco mediante el modelo hidrológico de simulación TOPMODEL usando información de reanálisis atmosférico*. Universidad de Chile, Santiago, Chile.
- Vuille, M., Bradley, R. S., & Keimig, F. (2000). Interannual climate variability in the Central Andes and its relation to tropical Pacific and Atlantic forcing. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 105(D10), 12447–12460.
- Wagner, M. (2003). SRTM DTED format. *Product Description SRTM/PD03/11/03, Version, 1*.
- Wang, C. (2001). On the ENSO mechanisms. *Advances in Atmospheric Sciences*, 18(5), 674–691.
- Wolfe, R. E., Roy, D. P., & Vermote, E. (1998). MODIS land data storage, gridding, and compositing methodology: Level 2 grid. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on*,

36(4), 1324–1338.

Xu, C. & Singh, V. (1998). Dependence of evaporation on meteorological variables at different time-scales and intercomparison of estimation methods. *Hydrological processes*, 12(3), 429–442.

Anexos

Anexos A

Catastro de información

A.1. Información meteorológica

Tabla A.1: Estaciones meteorológicas Dirección General de Aguas en la Región de Arica y Parinacota sobre los 2000 m de altura (Fuente: DGA).

Código BNA	Nombre Estación	UTM Este	UTM Norte	Altitud	Fecha Inicio	Fecha Suspensión
01201010-9	Alcerreca	430182	8010434	3990	01-11-1971	-
01300007-7	Belén	445447	7958049	3240	01-01-1975	-
01001005-5	Caquena	478656	8003785	4400	01-11-1971	-
01501001-0	Caritaya Embalse	464627	7896377	3600	01-01-1932	27-11-2006
01300006-9	Central Chapiquiña	442101	7968520	3350	01-01-1963	-
01020016-4	Chucuyo Reten	468748	7985823	4400	01-11-1960	-
01010010-0	Chungara Ajata	480616	7983749	4585	01-05-1983	-
01010009-7	Chungara Guardería	487667	7980251	4600	01-10-1984	27-11-2006
01010007-0	Chungara Reten	485378	7978713	4570	01-06-1962	-
01020014-8	Cotacotani	475382	7989459	4550	01-12-1960	-
01502007-5	Esquiña	443902	7905516	2170	01-07-1975	-
01021007-0	Guallatire	483666	7954647	4240	01-12-1968	-
01200003-0	Humapalca	425410	8027904	3980	01-12-1971	-
01020013-K	Isla Blanca	477350	7989216	4540	01-08-1963	25-04-2012
01202011-2	Las Cuevas de Conaf	446042	7986419	4060	01-01-1986	17-01-2007
01010008-9	Missituni	485824	7971306	4720	01-09-1967	27-11-2006
01300004-2	Murmuntane	441683	7970762	3550	01-01-1968	27-11-2006
01202009-0	Pacollo	446149	7990138	4185	01-11-1978	27-04-2012

Tabla A.2: Estaciones meteorológicas Dirección General de Aguas en la Región de Tarapacá sobre los 2000 m de altura (Fuente: DGA).

Código BNA	Nombre Estación	UTM Este	UTM Norte	Altitud	Fecha Inicio	Fecha Suspensión
01051004-K	Altos del Huasco	524005	7769630	4044	01-11-2011	-
01611002-7	Apamilca (Camiña)	459374	7866274	2600	01-01-1986	27-11-2006
01611001-9	Camiña	456168	7864392	2500	01-01-1971	-
01042001-6	Cancosa	541707	7804456	3930	01-04-1976	06-08-2012
01740002-9	Cerro Colorado	471737	7781275	2510	01-12-1991	-
01720006-2	Chiapa	478493	7839719	3155	01-02-2012	-
01730020-2	Chumiza	480783	7823553	3400	01-10-1989	-
01770001-4	Copaquire	511206	7685535	3540	01-09-1977	11-04-2014
01700009-8	Coposa	531847	7710041	3760	01-12-1982	-
01050007-9	Coyacagua	520130	7782608	4013	01-11-1961	-
01050009-5	Diablo Marca	503339	7776932	4585	01-11-2011	-
01041004-5	Enquelca (Ex Caraguano)	520554	7873808	3900	01-09-1984	-
02113005-2	Guatacondo DGA	495262	7685876	2460	01-09-1977	-
01042002-4	Huaytani	544924	7788402	3950	01-09-1982	-
01730018-0	Lagunillas (Pampa Lirima)	517064	7795860	4020	01-09-1982	-
01750003-1	Mamiña	477548	7780115	2730	01-01-1986	-
01730019-9	Mocha	471401	7809524	2150	01-01-1988	-
01730016-4	Pampa Lirima	515241	7805390	4076	01-10-1977	26-01-2010
01730015-6	Pampa Lirima DCP	514870	7814459	5100	01-12-1978	27-11-2006
01740001-0	Parca	478731	7787125	2650	01-12-1977	-
01730017-2	Poroma	480835	7802651	2880	01-04-1968	-
01720004-6	Puchultiza	506066	7853378	4300	01-09-1982	27-11-2006
01610003-K	Pumire	488340	7888600	4150	01-01-1962	27-11-2006
01610004-8	Q. Camiña 3km. A. Arriba de Tarcavire	474260	7886065	3848	29-08-2006	-
01730007-5	Q. Tarapacá en Sibaya	484985	7812491	2830	31-01-2004	-
01044001-7	Río Cancosa en el Tambo	543364	7804084	4000	10-08-1994	-
01050004-4	Río Collacagua en Peñablanca	516638	7776095	3853	01-02-1983	-
02113001-K	Río Huatacondo en Copaquire	512130	7685196	3540	01-01-1977	-
01051003-1	Salar Huasco	511892	7757931	3800	01-09-1980	27-11-2006
01050010-9	Sillilica	511106	7752859	3840	01-11-2011	-

Tabla A.3: Estaciones meteorológicas Dirección General de Aguas en la Región de Antofagasta sobre los 2000 m de altura (Fuente: DGA). Continúa en la siguiente página.

Código BNA	Nombre Estación	UTM Este	UTM Norte	Altitud	Fecha Inicio	Fecha Suspensión
02105031-8	Amincha	568562	7655483	3860	01-11-1978	27-01-2010
02020002-2	Ascotan	574925	7597374	3970	01-08-1974	-
02105018-0	Ayquina	570229	7536512	3031	01-09-1967	-
02810001-9	Cachinal de la Sierra	447507	7239220	2640	01-11-1986	23-11-2006
02110013-7	Calama	509832	7517389	2300	01-08-1963	-
02500017-K	Camar	605954	7411015	2700	01-01-1979	-
02105021-0	Caspana	581126	7529664	3260	01-01-1971	30-04-2012
02020001-4	Cebollar	568495	7618895	3730	01-12-1969	30-04-2012
02104010-K	Chiu-Chiu	537415	7529707	2524	01-08-1974	-
02104008-8	Conchi Embalse	538788	7564326	3010	01-09-1967	-
02104009-6	Conchi Muro Embalse	539132	7564141	3000	01-02-1978	27-01-2010
02104007-K	Conchi Viejo	528511	7572650	3491	01-07-1973	-
02105014-8	Cupo	570481	7554284	3370	01-11-1978	-
02105022-9	El Tatío	601585	7525730	4370	01-06-1977	-
02640001-5	Imilac	522066	7327668	3000	01-11-1972	23-11-2006
02103010-4	Inacaliri	596385	7563772	4040	01-01-1969	-
02101003-0	Lequena	535065	7605259	3320	01-11-1973	-
02105016-4	Linzor	600714	7541388	4100	01-11-1973	-
02660001-4	Monturaqui	557288	7307823	3430	01-11-1974	13-12-2010
02103009-0	Ojos San Pedro	570954	7570241	3800	01-03-1969	-
02000001-5	Ollague	577892	7652920	3700	01-11-1971	-
02103008-2	Parshall N°2	549826	7573397	3318	01-02-1969	-
02300000-8	Paso Jama	633173	7464499	4680	01-04-2016	-
02450000-4	Paso Sico	658907	7364608	4295	01-04-2016	-
02500020-K	Peine	596045	7380388	2460	01-11-1974	-
02650002-8	Quebrada Guanaqueros	545305	7296794	4029	16-03-2015	-
02102005-2	Quinchamale	541690	7577571	3080	01-01-1995	-
02510007-7	Río Grande	585709	7494705	3250	01-01-1977	-
02101001-4	Río Loa antes Represa Lequena	534950	7605197	3315	01-12-1967	-
02104002-9	Río Loa en Salida Embalse Conchi	539132	7564018	2950	15-08-1975	-
02105001-6	Río Salado A. J. Curti	578012	7536045	3080	01-12-1975	-
02105002-4	Río Salado en Sifón Ayquina	567504	7534956	2980	01-01-1961	-
02103014-7	Río Siloli antes B.T. FCAB	600440	7565684	4000	01-01-2001	-

Tabla A.4: Continuación.

Código BNA	Nombre Estación	UTM Este	UTM Norte	Altitud	Fecha Inicio	Fecha Suspensión
02105020-2	Salado Embalse	582129	7535316	3200	01-10-1975	-
02650001-K	Salar de Punta Negra	507342	7285332	2952	16-03-2016	-
02510006-9	San Pedro de Atacama	582019	7466710	2450	01-09-1958	-
02103007-4	San Pedro de Conchi	547879	7574448	3217	01-02-1970	13-12-2010
02105019-9	Sifón Ayquina	566991	7535635	3000	01-06-1975	23-11-2006
02103012-0	Silala	600236	7565285	4305	31-12-2000	-
02500019-6	Socaire	613011	7391031	3251	01-08-1974	-
02500021-8	Talabre	613727	7421415	3300	01-01-1995	-
02500016-1	Toconao Experimental	602573	7435183	2500	01-11-1975	30-04-2012
02500027-7	Toconao Pueblo	601953	7435956	2698	01-04-2016	-
02500026-9	Toconao Quebrada 4	612782	7439076	3465	01-04-2016	-
02500015-3	Toconao Reten	601376	7434668	2460	01-08-1974	23-11-2006
02105017-2	Toconce	585178	7538221	3310	01-03-1972	-
02105015-6	Turi	573367	7540311	3070	01-06-1980	30-04-2012
02941001-1	Vaquillas	469963	7191149	3250	01-12-1986	30-04-2012

Tabla A.5: Estaciones Instituto de Investigación Agropecuaria en la Región de Arica y Parinacota y la Región de Antofagasta sobre los 2000 m de altura (Fuente: INIA).

Código	Nombre Estación	Latitud [°Sur]	Longitud [°Este]	Altitud	Fecha Inicio	Fecha Suspensión	Región
INIA01	Visviri	-17.595	-69.477	4122	A lo más 2009	-	Arica y Parinacota
INIA02	Lago Chungará	-18.281	-69.138	4570	A lo más 2009	-	Arica y Parinacota
INIA03	Putre	-18.197	-69.554	3577	A lo más 2009	-	Arica y Parinacota
INIA04	Socoroma	-18.264	-69.608	3077	A lo más 2009	-	Arica y Parinacota
INIA05	Ollague	-21.224	-68.256	3076	A lo más 2009	-	Antofagasta
INIA06	Caspana	-22.335	-68.214	3245	A lo más 2009	-	Antofagasta
INIA07	Chiu Chiu	-22.320	-68.651	2557	A lo más 2009	-	Antofagasta
INIA08	Calama Rural	-22.471	-68.943	2244	A lo más 2009	-	Antofagasta
INIA09	San Pedro de Atacama	-22.932	-68.213	2416	A lo más 2009	-	Antofagasta
INIA10	Toconao	-23.191	-68.007	2478	A lo más 2009	-	Antofagasta
INIA11	Socaire	-23.591	-67.890	3357	A lo más 2009	-	Antofagasta

Tabla A.6: Estaciones meteorológicas de la Dirección Meteorológica de Chile en la Región de Arica y Parinacota y la Región de Antofagasta sobre los 2000 m de altura (Fuente: DMC).

Código BNA	Nombre Estación	Latitud [°Sur]	Longitud [°Este]	Altitud	Fecha Inicio	Fecha Suspensión	Región
DMC01	Visviri Tenencia	-17.595	-69.478	4084	Sin info.	Sin info.	Arica y Parinacota
DMC02	El Loa, Calama Ad.	-22.495	-68.904	2293	Sin info.	Sin info.	Antofagasta
DMC03	Toconao	-23.186	-68.006	2495	Sin info.	Sin info.	Antofagasta

Tabla A.7: Estaciones meteorológicas de la DGA con medición de precipitación a nivel mensual en la Región de Tarapacá sobre los 2000 m de altura.

Código BNA	Nombre	Altura	Latitud [°S]	Longitud [°E]	Observaciones
1610003	Pumire	4150	-19.0953	-69.1108	341
1610004	Q. Camia 3 Km. A. Arriba De Tarcavire	3848	-19.1181	-69.2447	110
1041004	Enquelca (Ex Caraguano)	3900	-19.2289	-68.8044	319
1611002	Apamilca (Camia)	2600	-19.2967	-69.3867	44
1611001	Camia	2500	-19.3136	-69.4172	461
1720004	Puchultiza	4300	-19.4136	-68.9422	76
1720006	Chiapa	3155	-19.5369	-69.205	43
1730020	Chuzmiza	3400	-19.6831	-69.1833	307
1730015	Pampa Lirima Dcp	5100	-19.7653	-68.8581	24
1730007	Q. Tarapaca En Sibaya	2830	-19.7831	-69.1433	136
1730019	Mocha	2150	-19.8097	-69.2731	308
1730016	Pampa Lirima	4076	-19.8472	-68.8544	136
1042001	Cancosa	3930	-19.8553	-68.6017	402
1044001	Rio Cancosa En El Tambo	4000	-19.8586	-68.5858	43
1730017	Poroma	2880	-19.8719	-69.1831	481
1730018	Lagunillas (Pampa Lirima)	4020	-19.9333	-68.8369	371
1042002	Huaytani	3950	-20.0003	-68.5706	372
1740001	Parca	2650	-20.0122	-69.2033	447
1050007	Coyacagua	4013	-20.0531	-68.8075	634
1740002	Cerro Colorado	2510	-20.065	-69.2703	271
1750003	Mamia	2730	-20.0756	-69.2147	348
1050009	Diablo Marca	4585	-20.1044	-68.9681	44
1050004	Rio Collacagua En Peablanca	3853	-20.1119	-68.8408	15
1051004	Altos Del Huasco	4044	-20.1703	-68.7703	45
1051003	Salar Huasco	3800	-20.2761	-68.8861	15
1050010	Sillillica	3840	-20.3219	-68.8936	46
1700009	Coposa	3760	-20.7086	-68.6942	254
2113005	Guatacondo Dga	2460	-20.9272	-69.0456	459
1770001	Copaquire	3540	-20.9303	-68.8922	348
2113001	Rio Huatacondo En Copaquire	3540	-20.9333	-68.8833	56
1080001	Ujina	4300	-20.9714	-68.6275	386

Tabla A.8: Estaciones meteorológicas de la DGA con medición de temperatura media del aire a nivel diario en la Región de Tarapacá sobre los 2000 m de altura.

Código BNA	Nombre	Altura	Latitud [°S]	Longitud [°E]	Observaciones
1730018	Lagumillas (Pampa Lirima)	4020	-19.9333	-68.8369	2570
1050007	Coyacagua	4013	-20.0531	-68.8075	4196
1740002	Cerro Colorado	2510	-20.065	-69.2703	174
1051003	Salar Huasco	3800	-20.2761	-68.8861	294
1080001	Ujina	4300	-20.9714	-68.6275	2066

Tabla A.9: Estaciones meteorológicas de la DGA con medición de temperaturas extremas del aire a nivel diario en la Región de Tarapacá sobre los 2000 m de altura.

Código BNA	Nombre	Altura	Latitud [°S]	Longitud [°E]	Observaciones
1730018	Lagumillas (Pampa Lirima)	4020	-19.9333	-68.8369	10979
1050007	Coyacagua	4013	-20.0531	-68.8075	16602
1740002	Cerro Colorado	2510	-20.065	-69.2703	7347
1051003	Salar Huasco	3800	-20.2761	-68.8861	295
1700009	Coposa	3760	-20.7086	-68.6942	90
2113005	Guatacondo Dga	2460	-20.9272	-69.0456	3501
1080001	Ujina	4300	-20.9714	-68.6275	2908

A.2. Inventario de humedales en el norte.

Tabla A.10: Inventario de humedales tipo salar en el norte. Información obtenida de Risacher et al. (2003).

Núm.	Humedal	Latitud	Longitud	Alt. [m.s.n.m]	Área agua [km ²]
1	Salar de Surire	18°50'03	69°02'08	4260	9.5
2	Salar de Pintados	20°31'38	69°40'17	980	0
3	Salar del Huasco	20°18'18	68°50'22	3778	2.5
4	Salar de Coposa	20°38'12	68°39'33	3730	5
5	Salar de Michincha	20°58'48	68°33'09	4125	0.6
6	Salar de Alconcha	21°03'07	68°29'14	4250	0.75
7	Salar de Carcote	21°22'36	68°20'55	3690	3.5
8	Salar de Ascotán	21°33'01	68°16'58	3716	18
9	Salar de Atacama	23°25'05	68°15'57	2300	12.6
10	Salar de Tara	23°01'59	67°16'30	4400	14
11	Salar de Aguas Calientes 1	23°07'22	67°24'38	4280	2.5
12	Salar de Pujsa	23°12'26	67°30'35	4500	5
13	Salar de Loyoques	23°14'36	67°16'55	4150	5
14	Salar de Aguas Calientes 2	23°28'51	67°33'11	4200	9
15	Salar de Laco	23°51'15	67°24'24	4250	2.2
16	Salar de Aguas Calientes 3	23°59'16	67°41'33	3950	2.5
17	Salar de Capur	23°57'25	67°47'28	3950	0.9
18	Salar de Imalac	24°11'06	68°47'00	2949	0.16
19	Salar de Punta Negra	24°35'38	69°00'00	2945	0.1
20	Salar de Aguas Calientes 4	25°00'16	68°37'15	3665	2
21	Salar de Pajonales	25°08'33	68°48'50	3537	1.4
22	Salar de Gorbea	25°24'07	68°40'27	3950	0.5
23	Salar Ignorado	25°29'39	68°37'09	4250	0.002
24	Salar de la Azufrera	25°28'36	68°48'30	3580	0.02
25	Salar de Agua Amarga	25°32'56	68°49'59	3558	0.04
26	Salar de Aguilar	25°48'06	68°53'24	3320	0.0002
27	Salar de la Isla	25°44'50	68°38'00	3950	2.4
28	Salar de Parinas	25°49'33	68°30'17	3987	1.2
29	Salar grande	25°59'52	68°42'00	3950	0.4
30	Salar de Infieles	25°58'32	69°03'26	3520	0
31	Salar de Laguna	26°12'29	68°58'29	3494	0.4
32	Salar de Pedernales	26°13'42	69°08'51	3370	0.6
33	Salar de Piedra Parada	26°20'12	68°44'49	4150	0.2
34	Salar de Wheelwright	26°41'35	68°37'32	4220	4
35	Salar de Maricunga	26°55'25	69°04'31	3760	6