



**Dirección
General de
Aguas**

Ministerio de Obras
Públicas

Gobierno de Chile

GOBIERNO DE CHILE

MINISTERIO DE OBRAS PÚBLICAS

DIRECCIÓN GENERAL DE AGUAS

APLICACIÓN DE LA METODOLOGÍA DE ACTUALIZACIÓN DEL BALANCE HÍDRICO NACIONAL EN LAS CUENCAS DE LAS MACROZONAS NORTE Y CENTRO

INFORME FINAL

REALIZADO POR:

FUNDACIÓN PARA LA TRANSFERENCIA TECNOLÓGICA

PONTIFICIA UNIVERSIDAD CATÓLICA DE CHILE

S.I.T N° 435

SANTIAGO, DICIEMBRE DE 2018

MINISTERIO DE OBRAS PÚBLICAS

Ministro de Obras Públicas

Ingeniero Comercial, Sr. Juan Andrés Fontaine Talavera

Director General de Aguas

Ingeniero Comercial, Sr. Óscar Cristi Marfil

Jefe División de Estudios y Planificación (s)

Ingeniero Civil, M.Sc. Sra. Andrea Osses Vargas

Inspector Fiscal

Ingeniera Agrícola, M.Sc. Sra. Pamela García Serrano

Inspector Fiscal (s)

Cartógrafo, Sr. Guillermo Tapia Molina

FUNDACIÓN PARA LA TRANSFERENCIA TECNOLÓGICA
PONTIFICIA UNIVERSIDAD CATÓLICA DE CHILE

Jefa de Proyecto

Ingeniera Civil, Sra. Ximena Vargas Mesa (UNTEC)

Coordinador

Ingeniero Agrónomo, Ph.D. Nicolás Bambach O. (PUC)

ESPECIALISTAS

Especialista en Hidrología

Ingeniero Civil Ambiental, Ph.D. Sebastián Vicuña (PUC)

Especialista en Hidrogeología

Ingeniero Civil Hidráulico, Ph.D. Francisco Suárez (PUC)

Especialista en Variabilidad Climática

Ph.D. Juan Pablo Boisier Echeñique (UNTEC)

Especialista en SIG

Ingeniero Agrónomo, M.Sc. David Morales (PUC)

ASESORES

Asesor en Meteorología

Ingeniero Civil Químico, Ph.D. Sr. Roberto Rondanelli Rojas (UNTEC)

Asesor en Hidrogeología

Geóloga, Ph.D. Sra. Dolorinda Daniele (UNTEC)

Asesor en Evapotranspiración

Ingeniero Agrónomo, Ph.D. Sr. Francisco Meza (PUC)

Asesores en Hidrología

Ingeniero Civil, M.Sc. Sr. Miguel Lagos Zúñiga (UNTEC)

Ingeniero Civil, Ph.D. Sr. Pablo Mendoza Zúñiga (UNTEC)

Ingeniera Civil, Ph.D. Camila Álvarez Garretón (UNTEC)

EQUIPO DE PROFESIONALES

Ingeniero Civil, M.Sc. Javier Cepeda A. (UNTEC)

Ingeniero Civil, M.Sc. Nicolás Vásquez P. (UNTEC)

Ingeniero Civil, Tomás Gómez S. (UNTEC)

Ingeniero Civil, M. Sc. Gonzalo Yáñez (PUC)

Ingeniero Agrónomo, M.Sc. Eduardo Bustos (PUC)

Agradecimientos

Powered@NLHPC: Esta investigación fue parcialmente apoyada por la infraestructura de supercómputo del NLHPC (ECM-02)

Para citar bibliográficamente este estudio, se recomienda hacerlo según el siguiente formato:

DGA (2018). APLICACIÓN DE LA METODOLOGÍA DE ACTUALIZACIÓN DEL BALANCE HÍDRICO NACIONAL EN LAS CUENCAS DE LAS MACROZONAS NORTE Y CENTRO, SIT N° 435. Ministerio de Obras Públicas, Dirección General de Aguas, División de Estudios Planificación, Santiago, Chile. Realizado por Fundación para la Transferencia Tecnológica y Pontificia Universidad Católica de Chile.

Notas:

- Se presentan las definiciones metodológicas finales y los resultados del balance hídrico a escala de cuencas hidrográficas DARH (Departamento de Administración de Recursos Hídricos) para el período 1985-2015.
- Es importante considerar que, pese a que se realizan comparaciones entre el Balance de 1987 y el presente estudio, existen elementos metodológicos en la obtención de valores medios anuales en cada una de las cuencas analizadas que cambian entre ambos estudios, lo que dificulta la interpretación de los resultados, pues la diferencia puede deberse tanto a modificaciones metodológicas como a variaciones reales en el balance.

CONTENIDOS

1	Introducción	5
2	Revisión y ajuste de la metodología para la estimación del balance hídrico	7
2.1	Revisión general de propuesta original y modificaciones	8
2.2	Metodología Forzantes Meteorológicas	11
2.2.1	Recopilación de Información base	11
2.2.2	Actualización de Forzantes Meteorológicas	20
2.2.3	Escenarios de Cambio Climático	45
2.3	Identificación y caracterización de cuencas para estimación del Balance Hídrico	60
2.3.1	Identificación y Delimitación de Cuencas	60
2.3.2	Caracterización de Cuencas	63
2.4	Determinación de componentes del Balance Hídrico a través de Modelo Hidrológico VIC	66
2.4.1	Calibración de cuencas en Régimen Natural	67
2.4.2	Regionalización de Parámetros	69
2.4.3	Resultados de Calibración y Regionalización	72
2.5	Incorporación de componentes adicionales del Balance Hídrico	80
2.5.1	Glaciares	80
2.5.2	Demanda para Riego	88
2.5.3	Análisis de otras demandas	96
3	Resultados Balance Hídrico 1985-2015	99
3.1	Comparación en estaciones fluviométricas con baja intervención y en cuencas en desembocadura	99
3.2	Resultados para cuencas DARH	104
3.3	Comparación con Balance Hídrico 1987	112
3.3.1	Comparación de Forzantes Meteorológicas	112
3.3.2	Comparación a Nivel de Cuencas	116
4	Resultados Balance Hídrico bajo escenarios de Cambio Climático	123
5	Herramientas de Sistemas de Información Geográfica para la presentación de resultados	129
5.1	Proyecto SIG	129
5.1.1	Consideraciones Generales	129
5.1.2	Recopilación de Información de Forzantes Meteorológicas y Salidas Modelo VIC	130
5.1.3	Esquema de Presentación del Proyecto	132

5.1.4	Creación de Mapas, Cartas y Figuras en formato ArcGIS 10.2.....	137
5.2	Herramientas de Sistemas de Información Geográfica para el análisis de resultados.....	138
5.2.1	Herramientas de Consulta	138
5.2.2	Ejemplo de Aplicación en una Cuenca Representativa.....	138
6	Conclusiones	140
7	Referencias.....	143
8	Anexos.....	152
A.	Detalles Metodología del Balance Hídrico.....	I
B.	Información Complementaria de la Identificación y Caracterización de sub-cuencas en Régimen Natural	XVI
C.	Información Complementaria de Estimación de Recarga.....	XXVI
D.	Resultados del proceso de calibración.....	CCCXXXIX
E.	Manual de uso Proyecto SIG.....	CCLXXXV
F.	Modelación bajo escenarios de cambio climático	CCXCVI
G.	Técnica de relleno de información meteorológica	CCCII
H.	Comparación Balance Hídrico 1951-1980 con 1985 -2015 en las cuencas de las macrozonas norte y centro.....	CCCIV
I.	Metodología de validación de los resultados de evapotranspiración	CCCVII
J.	Series temporales de caudales para estaciones en desembocadura	CCCXIII
K.	Proyecto SIG y atlas de mapas	CCCXXII
L.	Taller de Expertos y difusión.....	CCCLXXII
L.	Taller de Expertos y difusión.....	CCCLXXII

GLOSARIO

A continuación, se listan algunas de las siglas ocupadas en este informe, para facilitar su comprensión:

- **AQUA:** Satélite MODIS (EOS PM-1)
- **ASTER GDEM:** Modelo de elevación global (en inglés: *Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer, Global Digital Elevation Model*)
- **BEST:** Base de datos de temperatura global desarrollada por Berkeley Earth (en inglés: *Berkeley Earth Surface Temperature*)
- **BNA_{CAMELS}:** Código BNA de la estación fluviométrica DGA, que corresponde al punto de salida que permite delimitar la cuenca en CAMELS-CL
- **BNA_{CIREN}:** Código BNA asociado al polígono de la cuenca definida en el estudio DGA-CIREN (2014)
- **CAMELS-CL:** Base de datos para la clasificación e información integrada de cuencas chilenas (en inglés: *Catchment Attributes and Meteorology for Large Sample Studies, Chile Dataset*)
- **CCSM4:** Modelo de clima global desarrollado por NCAR, EE.UU.
- **CEAZA:** Centro de Estudios Avanzados en Zonas Áridas
- **CFSR:** Bases de datos climatológicos global reanalizado por NASA
- **CHIRPS:** Base de datos de precipitación global (acrónimo en inglés: *Climate Hazards group Infrared Precipitation with Station*)
- **CIREN:** Centro de Información de Recursos Naturales
- **CMIP:** Proyecto asociado de intercomparación de modelos acoplados de proyección climática (en inglés: *Coupled Model Intercomparison Project*)
- **CPC:** Base de datos de temperatura global desarrollado por el centro de predicciones climáticas de NOAA (en inglés: *Climate Prediction Center*)
- **CR2:** Centro de Ciencia del Clima y Resiliencia
- **CR2MET:** Bases de datos atmosféricos desarrollada por CR2
- **CR2MET_CV:** Estimación de base de datos CR2MET para estaciones según procedimiento LOOCV
- **CSIRO-MK3-6-0:** Modelo de clima global desarrollado por *Commonwealth Scientific and Industrial Research Organization* en colaboración con *Queensland Climate Change Centre of Excellence*, Australia.
- **DARH:** Departamento de Administración de Recursos Hídricos de la DGA
- **DEM:** Modelo de elevación digital (en inglés: *Digital Elevation Model*)
- **DGA:** Dirección General de Aguas
- **DMC:** Dirección Meteorológica de Chile
- **ECMWF:** Centro Europeo de Pronósticos Meteorológicos a mediano plazo (en inglés: *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts*)
- **ENSO:** Patrón climático El Niño/Oscilación del Sur
- **EOS:** Programa de Sistema de Observación de la Tierra de la NASA (en inglés: *Earth Observation System*)
- **ERA:** Base de datos climatológicos global reanalizada por ECMWF (en inglés: *ECMWF Re-Analysis*)

- **ERA-40:** Base de datos climatológicos global reanalizada por ECMWF, para el período 1957 - 2002
- **ERA5:** Base de datos climatológicos global reanalizada por ECMWF (Quinta generación)
- **ERABlend:** Base de datos de clima global que representa la información más actualizada – ERA5 – en función la información antigua – ERAI – a través de correlaciones lineales y funciones de transformación
- **ERAI:** Base de datos de clima global reanalizados desde 1979 hasta la fecha. La base se actualiza en tiempo real a medida que los datos están disponibles (en inglés: *Interim*, parcial)
- **ESRL:** Laboratorio de investigación del sistema terrestre del NOAA (en inglés: **Earth System Research Laboratory**)
- **ET:** Evapotranspiración
- **ETP:** Evapotranspiración potencial
- **EVI:** Índice de vegetación mejorado
- **Fsca:** Fracción de cobertura nival
- **GBD:** Archivo geodatabase que puede almacenar, consultar y administrar datos espaciales y no espaciales de un proyecto SIG
- **GCM:** Modelos globales de clima acoplados (en inglés: **Global Circulation Model**)
- **GEI:** Gases de Efecto Invernadero
- **GliM:** Base de datos global de características geológicas (en inglés: **Global Lithological Map database**)
- **INIA:** Instituto de Investigaciones Agropecuarias
- **IPCC:** Panel Intergubernamental para el Cambio Climático (en inglés: **Intergovernmental Panel on Climate Change**)
- **IPSL-CM5A-LR:** Modelo de clima global desarrollado por Institut Pierre-Simon Laplace, Francia.
- **KGE:** Índice de eficiencia de Klinge-Gupta
- **LAI:** Índice de área foliar
- **LANDSAT:** Satélites para la observación en alta resolución de la superficie terrestre, desarrollado por EE.UU. (del inglés: *Land+Satellite*)
- **LOOCV:** Metodología de validación cruzada (en inglés: **leave-one-out cross validation**)
- **LST:** Temperatura superficial terrestre (en inglés: **Land Surface Temperature**)
- **MERRA:** Base de datos climatológicos global reanalizada por NASA
- **MIROC-ESM:** Modelo de clima global desarrollado por *Agency for Marine-Earth Science and Technology, Atmosphere and Ocean Research Institute* (Universidad de Tokyo), y el *National Institute for Environmental Studies*, Japón.
- **MOD11:** Producto MODIS de LST del satélite TERRA
- **MOD13A2:** Producto MODIS de Índices vegetacionales
- **MOD15A2:** Producto MODIS de Índice de área foliar y fracción de la radiación fotosintéticamente activa
- **MOD16:** Producto MODIS Global de Evapotranspiración
- **MODIS:** Producto satelital espectrorradiómetro de imágenes de media resolución (en inglés: **Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer**)

- **MoMRLr**: Método de recarga de acuífero en base al promedio mínimo mensual
- **MOP**: Ministerio de Obras Públicas
- **MSWEP**: Base de datos de precipitación global (acrónimo en inglés: *Multi-Source Weighted-Ensemble Precipitation*)
- **MYD11**: Producto MODIS de LST del satélite AQUA
- **NASA** Administración Nacional de la Aeronáutica y del Espacio, de EE.UU. (en inglés: *National Aeronautics and Space Administration*)
- **NCAR**: Centro Nacional de Investigación Atmosférica, EE.UU. (en inglés: *National Center for Atmospheric Research*)
- **NCEP**: Centros Nacionales para la predicción medioambiental, de EE.UU. (en inglés: *National Centers for Environmental Prediction*)
- **NOAA**: Administración Nacional Oceánica y Atmosférica de EE.UU. (en inglés, *National Oceanic and Atmospheric Administration*)
- **NOAH-MP**: Modelo hidrológico NOAH, con multiparametrización (**MP**). Noah es el acrónimo en inglés para la comunidad norteamericana formada por (1) **NCEP**, (2) **Oregon State University**, (3) **Air Force** y (4) **Hydrology Lab – NWS**
- **NSE**: Índice de eficiencia de Nash-Sutcliffe
- **NWS**: Agencia meteorológica de EE.UU. (en inglés, **National Weather Service**)
- **OAR**: Oficina de investigación atmosférica y oceánica del NOAA (en inglés: *Office of Oceanic and Atmospheric Research*)
- **PDO**: Oscilación Decadal del Pacífico (en inglés: *Pacific Decadal Oscillation*)
- **PET**: Evapotranspiración potencial (modelo VIC)
- **Pp**: Precipitación
- **Q**: Escorrentía
- **QDM**: Método de escalamiento estadístico por cuantiles y sesgos (en inglés: *Quantile Delta Mapping*)
- **QM**: Método de escalamiento estadístico por cuantiles (en inglés: *Quantile Mapping*)
- **RCP**: Escenarios representativo de evolución de emisiones GEI (en inglés: *Representative Concentration Pathways*)
- **RCPn**: Escenario con esfuerzo en la reducción emisiones de GEI, con la predicción de un forzamiento radiativo equivalente a $n \text{ W/m}^2$ en el año 2100
- **RORA**: Método de recarga de acuífero en base al desplazamiento de la curva de recesión
- **SAM**: Modo Anular del Hemisferio Sur.
- **SCE-UA**: Algoritmo *Shuffled Complex Evolution*, ocupado como método de optimización global
- **SIG**: Sistema de Información Geográfica
- **SIMPLEX**: Método de optimización de problemas de programación lineal, sobre un conjunto de variables que satisfacen un conjunto de inecuaciones lineales.
- **SM**: Contenido de agua para una capa de suelo. En el modelo VIC contempla el agua contenida en las primeras 3 capas de suelo (mm) (en inglés: *soil moisture*)
- **SRTM**: Satélite asociado al proyecto Misión Topográfica *Shuttle Radar*, para obtener un DEM global de alta resolución (en inglés: *Shuttle Radar Topography Mission*)

- **SWE:** Equivalente en Agua de Nieve (mm) (en inglés, *snow water equivalent*)
- **TERRA:** Satélite MODIS (EOS AM-1)
- **URH:** Unidad de respuesta hidrológica
- **VIC:** Modelo hidrológico de capacidad de infiltración variable (en inglés: *Variable Infiltration Capacity*)
- **WCRP:** Programa de Investigación Global del Clima (en inglés: *World Climate Research Programme*)
- **WG I:** Grupo de trabajo n°1 del IPCC (en inglés: **Working Group I**)
- **WMO:** Organización Meteorológica Mundial (en inglés: *World Meteorological Organization*)

1 INTRODUCCIÓN

El presente documento corresponde al informe final del proyecto “Aplicación de la metodología de actualización del balance hídrico nacional en las cuencas de las macrozonas Norte y Centro”. Se presentan las definiciones metodológicas finales y los resultados del balance hídrico a escala de cuencas hidrográficas reconocidas en el Departamento de Administración de Recursos Hídricos (DARH) para el período 1985-2015.

En el proyecto de actualización del Balance Hídrico Nacional (DGA, 2017a) se propuso el uso del modelo hidrológico Variable Infiltration Capacity (VIC) como herramienta de base para la estimación de flujos y variables de estado fundamentales del sistema hidrológico (caudales, evapotranspiración, infiltración y recarga, entre otras) a partir de forzantes meteorológicas (temperatura del aire, precipitación, velocidad del viento, y humedad relativa). En dicho proyecto también se desarrolló una metodología para la generación de la información meteorológica de base requerida para la modelación hidrológica, y se sistematizó distintas fuentes de información para la comparación de los resultados de la modelación con registros observacionales y productos satelitales.

En el capítulo 2 de este informe se presenta la versión final de la metodología utilizada para realizar el Balance Hídrico. Esta metodología considera componentes que se desarrollan a través del modelo hidrológico VIC, incluyendo una calibración de este modelo en cuencas en régimen natural y una regionalización de los parámetros del modelo para todas las cuencas DARH que se encuentran en la zona en estudio. La metodología también considera la caracterización de componentes del balance no incluidos en el modelo hidrológico para incluir las demandas de riego en las zonas agrícolas y el aporte de recursos hídricos de origen glaciar. Los resultados del proceso de modelación de las cuencas en régimen natural y la regionalización de parámetros en el período histórico se presentan también en el capítulo 2, contrastándose estos con fuentes de información observacional sistematizada para el presente proyecto.

En el capítulo 2 también se agrega la revisión, mejoras y evaluación de nueva base de información de forzantes meteorológicas para el período histórico 1985-2015 y se presenta la metodología para la obtención de las proyecciones futuras de las forzantes en el período 2030-2060, utilizando escenarios de cambio climático.

En el capítulo 3 se incluyen las estimaciones finales de los flujos y variables de estado de interés (caudales, evapotranspiración, infiltración y recarga, entre otras) para todas las cuencas de interés en las macrozonas norte y centro. Lo anterior sirve de base para la estimación del balance hídrico en el período histórico para todas las cuencas definidas para este estudio.

Al término del capítulo 3, se comparan los resultados del balance hídrico vigente (DGA, 1987) con aquellos obtenidos en el presente estudio para el período histórico para las cuencas DARH. Es necesario tener en cuenta que existen elementos metodológicos, como es la obtención de valores medios anuales en cada una de las cuencas analizadas, que cambian entre ambos estudios, lo que dificulta la

interpretación de los resultados pues la diferencia puede deberse tanto a modificaciones metodológicas como a variaciones reales en el balance. Los resultados del presente estudio han de ser interpretados como la oferta natural que deberían tener los ríos a distintas escalas temporales y que se presentan, resumidamente, a nivel anual promedio de modo que, si en el balance DGA (1987) no se descontaron los usos de agua, la comparación directa no puede realizarse debido a estas importantes diferencias metodológicas.

En el capítulo 4 de este informe se presentan los impactos que los distintos escenarios de cambio climático tendrían sobre los componentes del balance hídrico.

En el capítulo 5 de este informe se describe el proyecto de sistema de información geográfica para la presentación de las forzantes meteorológicas y variables resultantes de la modelación hidrológica. Se hace énfasis en el desarrollo de herramientas de consulta para facilitar el acceso y procesamiento de la información.

Por último, en el capítulo 6 se presentan las principales discusiones y conclusiones resultantes de los avances en el proyecto, como también los desafíos que deben abordarse para el uso de estos resultados.

Nota: La separación decimal está denotada por el símbolo “,” y el separador de miles en “.”. Sin embargo, algunas de las figuras son desarrolladas en lenguajes donde el significado de estos signos se invierte – dado el idioma en que fueron desarrollados – y que no es posible modificar. Asimismo, algunos de los lenguajes tampoco reconocen los caracteres de vocal con tilde, así como la letra ñ, por lo que su omisión es deliberada y no accidental.

2 REVISIÓN Y AJUSTE DE LA METODOLOGÍA PARA LA ESTIMACIÓN DEL BALANCE HÍDRICO

En este capítulo se presentan diversos aspectos relacionados a la metodología necesaria para la elaboración de un balance hídrico. Las bases metodológicas fueron desarrolladas en el estudio DGA (2017). En dicho trabajo se presentó una propuesta metodológica basada principalmente en la modelación hidrológica a través del modelo VIC (ver Anexo A) y en el desarrollo de forzantes meteorológicos para todo el país. Esta propuesta metodológica fue implementada en DGA (2017) en cinco cuencas piloto (Loa, Choapa, Maipo, Imperial y Aysén). El objetivo de este proyecto es la implementación de esta metodología en todas las cuencas de la zona centro y norte del país. La implementación a esta escala requiere la inclusión de nuevos componentes a la metodología y una modificación de algunos de los componentes ya desarrollados.

En este capítulo se presenta de manera sucinta los elementos generales de la metodología que fueron definidos en DGA (2017) y de manera especial se destacan aquellos componentes nuevos o que han sido modificados para desarrollar los objetivos impuestos.

En primer lugar, la sección 2.1 presenta la metodología aplicada en el balance hídrico, con énfasis en los aspectos en los que se han implementado mejoras. En la sección 2.2 se detalla la metodología de forzantes meteorológicas, que incluye su recopilación y actualización, junto con escenarios de cambio climático. En la sección 2.3 se identifican y caracterizan las cuencas en las que se aplicará el balance hídrico, mientras que en la sección 2.4 se detalla la metodología hidrológica necesaria, tanto en la calibración como regionalización de las cuencas, para implementar el balance. Finalmente, en la sección 2.5 se exponen consideraciones adicionales, relativas a las componentes de glaciares y riego.

2.1 REVISIÓN GENERAL DE PROPUESTA ORIGINAL Y MODIFICACIONES

La metodología propuesta en el estudio DGA (2017), aplicado a las cinco cuencas piloto (Loa, Choapa, Maipo, Imperial y Aysén), estaba compuesta de cinco grandes etapas según se muestra en la Figura 2.1 y se presenta de manera resumida a continuación. Esta metodología fue elaborada según consulta de Taller de expertos realizado en aquel estudio.

1. Caracterización geológica, morfológica e hidrológica de las cuencas identificando los procesos hidrológicos más relevantes. Identificación y definición de las características geomorfológicas y cobertura vegetal, de cada unidad de respuesta hidrológica, URH, de las cuencas a modelar. En el caso del estudio “Actualización de Balance Hídrico Nacional”, las URH corresponden a píxeles de 0,05° (latitud – longitud, equivalente a aproximadamente 5 Km) de resolución espacial, que a su vez son divididos en 3 capas de suelo y, de ser necesario, 10 bandas de elevación (criterio asociado a cota del píxel).
2. Mediante los productos de precipitación y temperaturas extremas se estiman series temporales, a escala sub-diaria (3 horas), de las forzantes meteorológicas que se utilizan como entrada del modelo hidrológico.
3. En cuencas intervenidas que posean control fluviométrico, estimación de las principales extracciones consuntivas superficiales. Se considera una metodología de incorporación de riego, con lo que se satisface la demanda evapotranspirativa potencial de las plantas
4. Modelación, en el período 1985-2015, cada una de las cuencas hidrográficas de una macrozona asignando los parámetros en cada URH, de acuerdo a las características de éstas y a los valores calibrados en URHs hidrológicamente similares. El orden de modelación es desde aguas arriba hacia aguas abajo.
5. Estimación, a escala diaria, de las series temporales de cobertura de nieve y de evapotranspiración que sirven de base para validar la representación de los procesos físicos asociados a la acumulación y derretimiento de nieve, así como los flujos verticales de salida respectivamente.
6. Calibración del modelo hidrológico VIC en las cuencas que se encuentren en régimen natural y que tengan control fluviométrico, considerando tanto la representación de caudales a nivel mensual en las curvas de variación estacional y curvas de duración. Del modelo hidrológico VIC se extraen las principales variables de flujo y almacenamiento en series temporales diarias. Para analizar la congruencia de los resultados, estos se contrastan a escala diaria (Equivalente en agua de nieve, cobertura nival fraccional, evapotranspiración) y mensual (Escorrentía total) con las estimaciones mencionadas en el punto 5 y con registros fluviométricos respectivamente.
7. Incorporación de escenarios de cambio climático en base a variaciones climáticas.

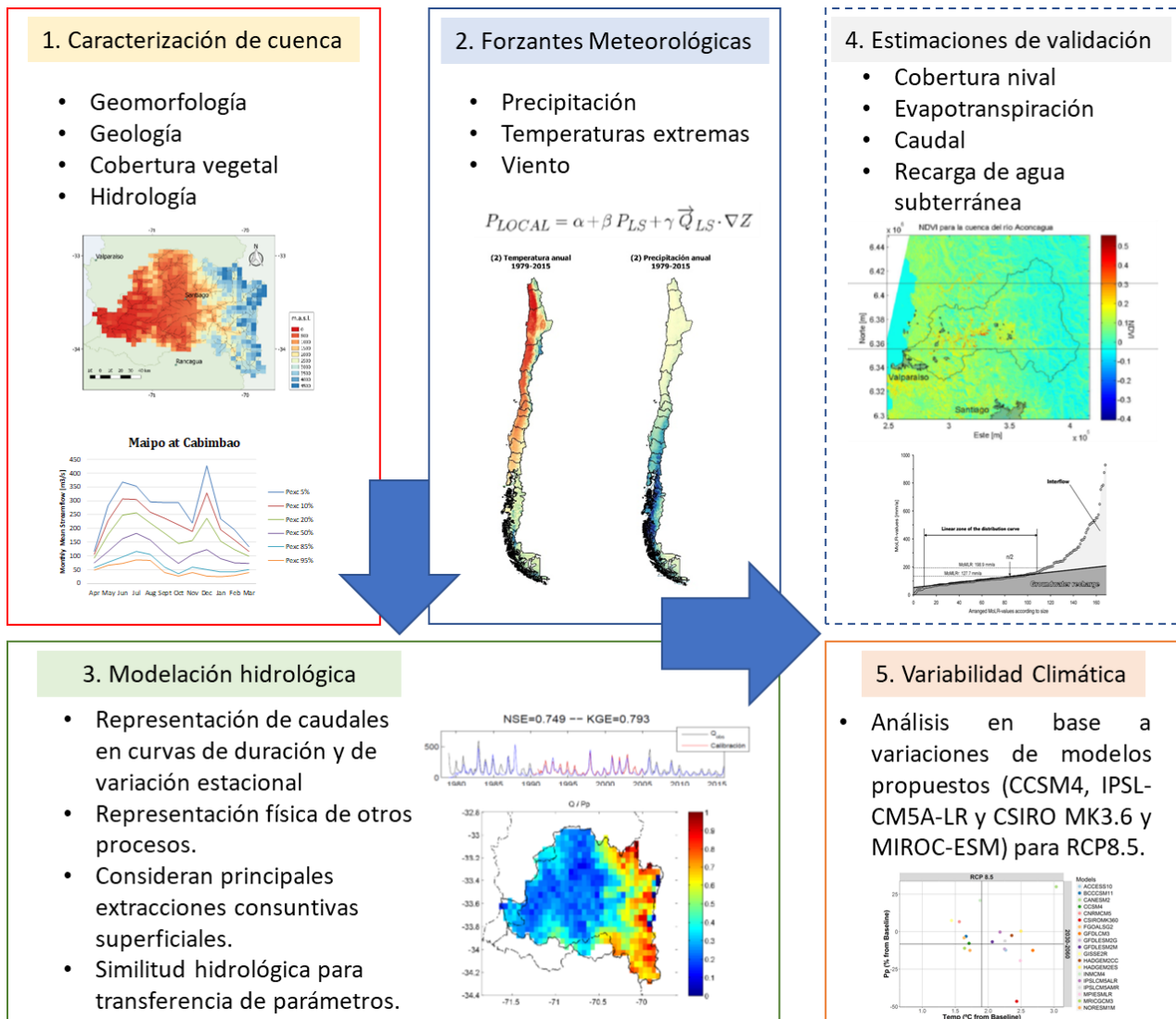


Figura 2.1: Diagrama conceptual del resumen metodológico a ocupar en el Balance Hídrico. Fuente: DGA (2017).

A partir de una revisión bibliográfica, así como también analizando los distintos resultados del estudio DGA (2017) y considerando las necesidades de una metodología que debía desarrollar el balance hídrico para todas las cuencas de la zona norte y centro del país, el equipo consultor ha decidido testear mejoras a la metodología propuesta. Dichas mejoras se listan de forma resumida en la Tabla 2-1, destacando que todas estas descripciones fueron implementadas y desarrolladas, sin embargo, en el resultado final se dejan aquellas mediante las que se obtuvo un mejor desempeño.

Tabla 2-1. Modificaciones y ajustes planteados a la metodología del estudio DGA (2017).

Procedimiento	Descripción de ajustes	Resultados logrados
Modelación del Balance Hídrico	Método de optimización global basado en estadística diaria a través del algoritmo SCE-UA (Duan <i>et al.</i> , 1994).	Algoritmo SCE-UA implementado satisfactoriamente. Mejora rendimiento respecto a modelación del estudio DGA (2017)
	Testeo de otro modelo hidrológico NOAH-MP, para intentar resolver problemas de flujos subterráneos.	Modelo NOAH-MP no entrega mejores resultados que VIC, de modo que se desestima su uso para el presente proyecto.
	Estimación de aportes glaciares	Se obtiene el aporte de cada glaciar individual, obteniendo su flujo en el centroide de éste.
	Testear técnicas de estimación de parámetros en cuencas no controladas mediante estimación a priori (según valores de la literatura) o a través de técnicas de transferencia de parámetros.	Se testean estas técnicas que se muestran en numeral 2.4.2
Forzantes Meteorológicas	Constatando dificultades o falta de representatividad de procesos hidrológicos en todas las cuencas ubicadas en las macrozonas norte y centro, se reevalúan las forzantes de precipitación y temperatura.	Se actualiza el producto de precipitaciones y temperaturas, permitiendo una mejor caracterización de procesos, respecto del proyecto DGA (2017).
	Se genera producto de humedad relativa, pues en el proyecto DGA (2017) se supuso que la temperatura mínima era igual a la temperatura de punto de rocío.	Producto desarrollado satisfactoriamente.
	En caso de ser necesario se explorará la posibilidad de calcular externamente a VIC las distintas forzantes de radiación en onda corta y onda larga.	Se exploró esta posibilidad, contrastando con valores de radiación obtenidos desde el producto explorador solar ¹ y se concluyó que las aproximaciones de VIC son apropiadas para la modelación.
Cambio climático	Con el fin de tener proyecciones de cambio hidrológico, no solo orientadas a estudios de disponibilidad, se plantea el uso de escalamiento estadístico de los 4 GCM propuestos en DGA (2017) a los productos de precipitación y temperatura desarrollados en el presente estudio.	Metodología aplicada satisfactoriamente y se muestra en numeral 2.2.3

¹ Explorador solar. Dentro de su desarrollo incorpora múltiples fuentes de observaciones y parametrizaciones, por lo que su información se considera como un registro válido de información. Sin embargo, no es posible utilizarlo directamente como fuente de información debido a que presenta observaciones solo para el periodo 2002-2016, y no se logró establecer alguna metodología de extensión del registro. <http://www.minenergia.cl/exploradorsolar/>

2.2 METODOLOGÍA FORZANTES METEOROLÓGICAS

La precipitación es una componente fundamental del balance hídrico. Esta y otras variables meteorológicas son, también, determinantes para otros componentes del balance hídrico, siendo así un insumo fundamental en el proceso de modelación hidrológica (el contexto de la modelación hidrológica, en este proyecto las variables meteorológicas son usualmente referidas como “forzantes”). En el desarrollo de información meteorológica distribuida en el espacio se pueden distinguir cuatro etapas. La primera consiste en la recopilación de la información base. En la segunda etapa se evalúan y ejecutan alternativas de mejora de la información base, utilizando información adicional no disponible en etapas previas. En una tercera etapa se actualizan los productos meteorológicos distribuidos, descritos en DGA (2017). Finalmente, se lleva a cabo un proceso de regionalización de simulaciones climáticas globales para generar escenarios de cambio climático coherentes con la forzante meteorológica desarrollada para el periodo histórico.

2.2.1 RECOPIACIÓN DE INFORMACIÓN BASE

I. REGISTROS DE ESTACIONES METEOROLÓGICAS

En el desarrollo del producto distribuido de precipitación se consideraron un total de 866 estaciones con registros pluviométricos a escala nacional, entre las que se encuentran estaciones operadas por la Dirección General de Aguas (DGA; 832 estaciones) y por la Dirección Meteorológica de Chile (DMC; 34 estaciones). Para la temperatura cerca de la superficie, se consideraron observaciones de temperaturas diurnas máximas y mínimas de un total de 366 estaciones operadas por la DGA (332) y por la DMC (34 estaciones). Se consideraron, también, registros de humedad relativa y viento de 33 estaciones operadas por la DMC.

En la Figura 2.2 se indica la ubicación de las estaciones pluviométricas utilizadas. Un desglose del número de estaciones que presentan años con información completa en las principales variables hidrometeorológicas para las cuencas de la macrozona norte y centro se muestran en la Tabla 2-2 y Tabla 2-3, respectivamente.

Basado en el método descrito en Boisier *et al.* (2016), los registros observacionales fueron sometidos a un control de calidad para detectar datos erróneos. Tras este filtro, la cantidad de datos válidos disminuye levemente en algunas estaciones. Se aplicó, luego, un proceso de relleno de información, descrito en el Anexo G. Este proceso de relleno permite compensar en parte la eliminación de datos erróneos y, en algunos casos, agregar información adicional. Esto resulta particularmente importante en regiones extremas del país, con una baja densidad de estaciones.

Se presenta en la Figura 2.3 un histograma del número de estaciones dentro de Chile continental con registros pluviométricos y la frecuencia de datos obtenidos inicialmente, posterior al control de calidad y relleno. Análogamente, en la Figura 2.4 se presentan dos histogramas para las estaciones con registros de temperaturas mínimas y máximas. Estas figuras consideran toda la información utilizada para el desarrollo de los productos grillados de precipitación y temperatura CR2MET (DGA, 2017a), disponible sobre el dominio de Chile continental.

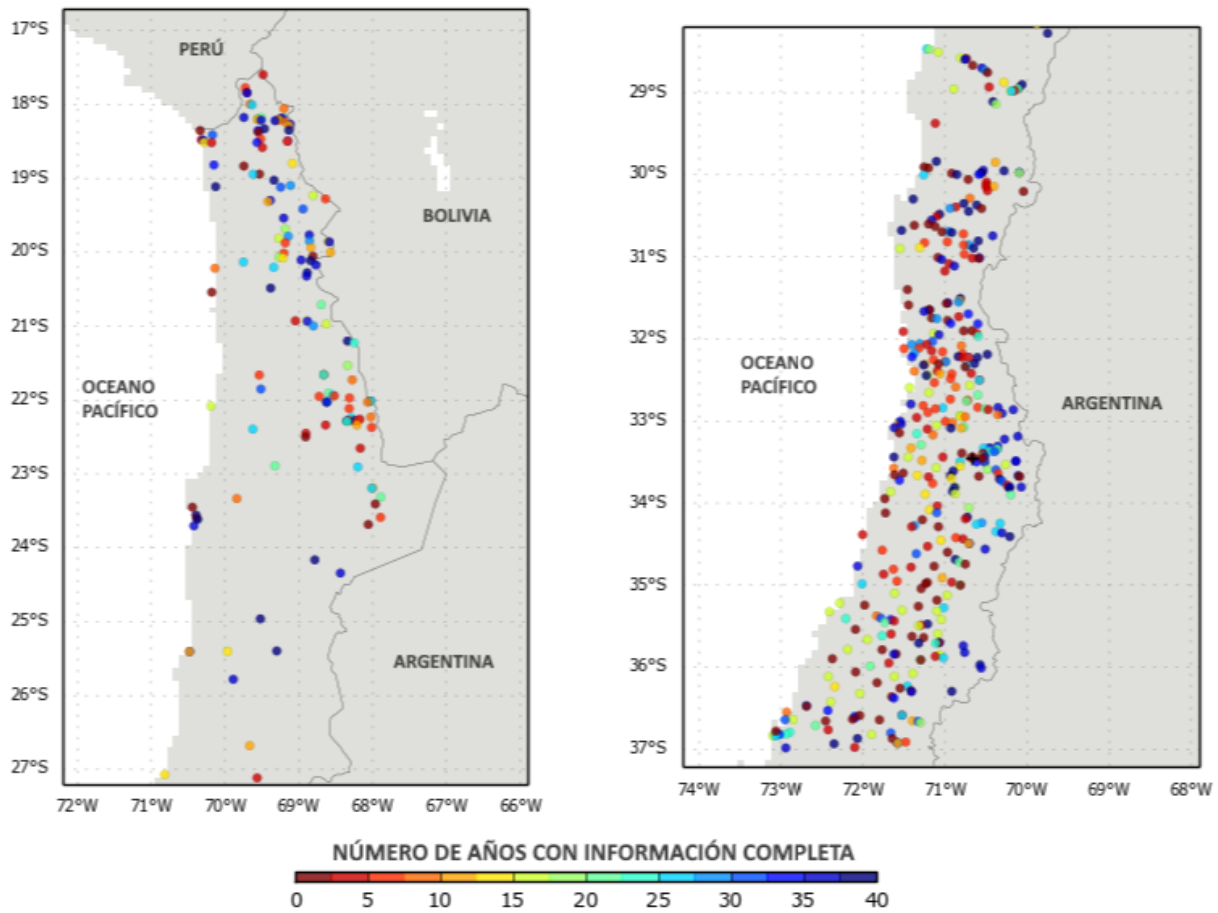


Figura 2.2: Ubicación espacial de las estaciones con registro pluviométrico relevantes para la zona de estudio, graficadas según el número de años que cuenta con información completa. Fuente: DGA (2017).

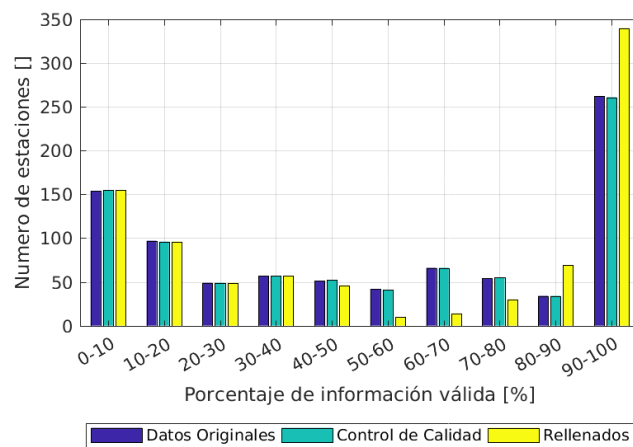


Figura 2.3: Número de estaciones pluviométricas, según el porcentaje de información disponible.

Tabla 2-2. Resumen de la cantidad de estaciones que presentan años con información completa de las principales variables hidrometeorológicas a escala diaria en las cuencas en estudio para la Macro zona Norte, en el período 1985-2015. Fuente: DGA (2017).

Cuenca	Código Cuenca	Precipitación			Temperatura						Caudal			Humedad Relativa			Evaporación			Velocidad del Viento		
					máxima			mínima														
		<10	>10 y <20	≥ 20	<10	>10 y <20	≥ 20	<10	>10 y <20	≥20	<10	>10 y <20	≥20	<10	>10 y <20	≥20	<10	>10 y <20	≥20	<10	>10 y <20	≥20
Río Lluta	012	6	3	4	5	2	0	5	2	0	9	1	1	8	0	0	3	0	0	6	0	0
Río San José	013	6	0	6	7	0	2	7	0	2	5	1	0	4	1	2	2	1	2	5	0	0
Pampa del Tamarugal	017	7	2	6	6	0	0	6	0	0	12	0	0	5	0	0	2	0	0	4	0	0
Río Loa	021	15	4	18	17	5	4	17	5	4	21	9	1	17	1	1	8	5	7	16	2	2
Río Copiapó	034	9	0	9	8	2	2	8	2	2	8	4	3	9	0	1	1	1	3	10	0	0
Río Huasco	038	20	4	8	16	4	1	16	4	1	7	8	1	16	3	3	2	3	4	16	1	1
Río Choapa	047	17	0	12	12	1	2	12	1	2	10	5	5	8	1	3	0	1	1	8	1	1
Río Elqui	043	17	0	14	18	1	4	18	1	4	9	2	7	14	2	3	3	0	2	10	0	0
Río Limarí	045	35	0	19	29	0	6	29	1	5	31	15	3	18	1	2	2	3	6	16	0	1

Tabla 2-3. Resumen de la cantidad de estaciones que presentan años con información completa de las principales variables hidro-meteorológicas en las cuencas en estudio para la Macro zona Centro, en el período 1985-2015. Fuente: DGA (2017).

Cuenca	Código Cuenca	Precipitación			Temperatura			Temperatura			Caudal			Humedad Relativa			Evaporación			Velocidad del Viento		
					máxima			mínima														
		<10	>10 y <20	≥20	<10	>10 y <20	≥20	<10	>10 y <20	≥20	<10	>10 y <20	≥20	<10	>10 y <20	≥20	<10	>10 y <20	≥20	<10	>10 y <20	≥20
Río Aconcagua	054	23	3	14	23	1	2	23	1	2	34	6	4	25	2	3	0	2	4	24	1	1
Río Ligua	052	8	0	8	5	0	1	5	0	1	2	0	1	5	1	1	0	0	1	5	0	0
Río Petorca	051	8	0	11	3	0	0	3	0	0	4	3	0	3	0	0	0	0	0	3	0	0
Río Maipo	057	59	8	30	61	2	8	61	3	7	37	4	9	50	5	6	4	1	2	43	6	6
Río Rapel	060	46	4	16	44	2	1	44	1	2	22	6	1	43	2	3	0	0	0	45	0	0
Río Mataquito	071	15	1	10	17	0	2	17	0	2	8	3	3	10	0	1	0	0	0	11	0	0
Río Maule	073	40	6	30	39	0	6	39	0	6	47	24	5	32	4	6	0	0	0	31	2	3

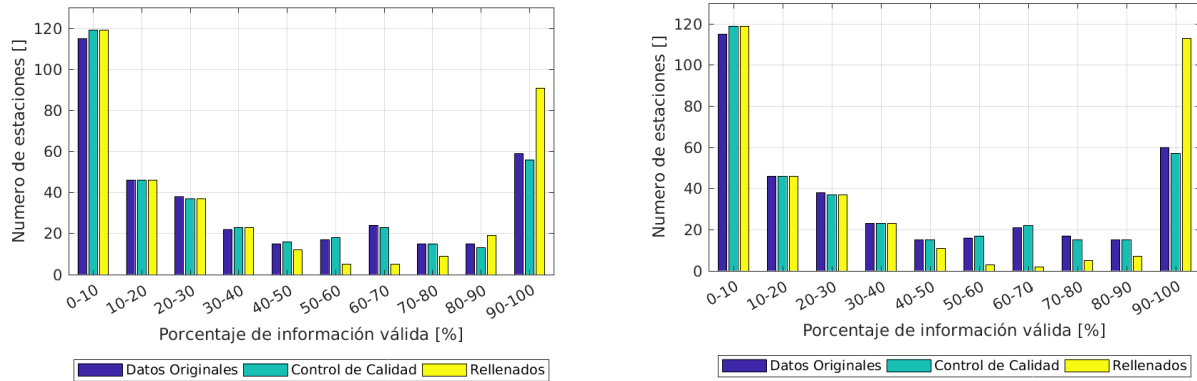


Figura 2.4: Igual que Figura 2.3, pero para los registros de temperatura mínima (panel izquierdo) y máxima (panel derecho).

Adicionalmente a los registros de precipitación y temperatura, se analizaron observaciones de humedad relativa y velocidad de viento. Estos registros fueron obtenidos desde estaciones de medición operadas por la DMC, el Centro de Estudios Avanzados de Zonas Áridas (CEAZA) y el Instituto de Investigación Agrícola (INIA). Si bien en esta red de estaciones hay más de 220 estaciones para todo el territorio nacional, la extensión temporal de los registros es limitada. Exceptuando las estaciones operadas por la DMC, los registros de humedad y viento son relativamente nuevos (Figura 2.5). Debido a esto, no se usó esta información para generar productos distribuidos de estas variables con la metodología utilizada para la precipitación y temperatura. Sin embargo, esta información resulta útil como referencia, para identificar sesgos en los datos de reanálisis utilizados en este proyecto. La Figura 2.5 muestra la ubicación geográfica de esta red de estaciones, así como la cantidad de años para los cuales se tienen de registros diarios.

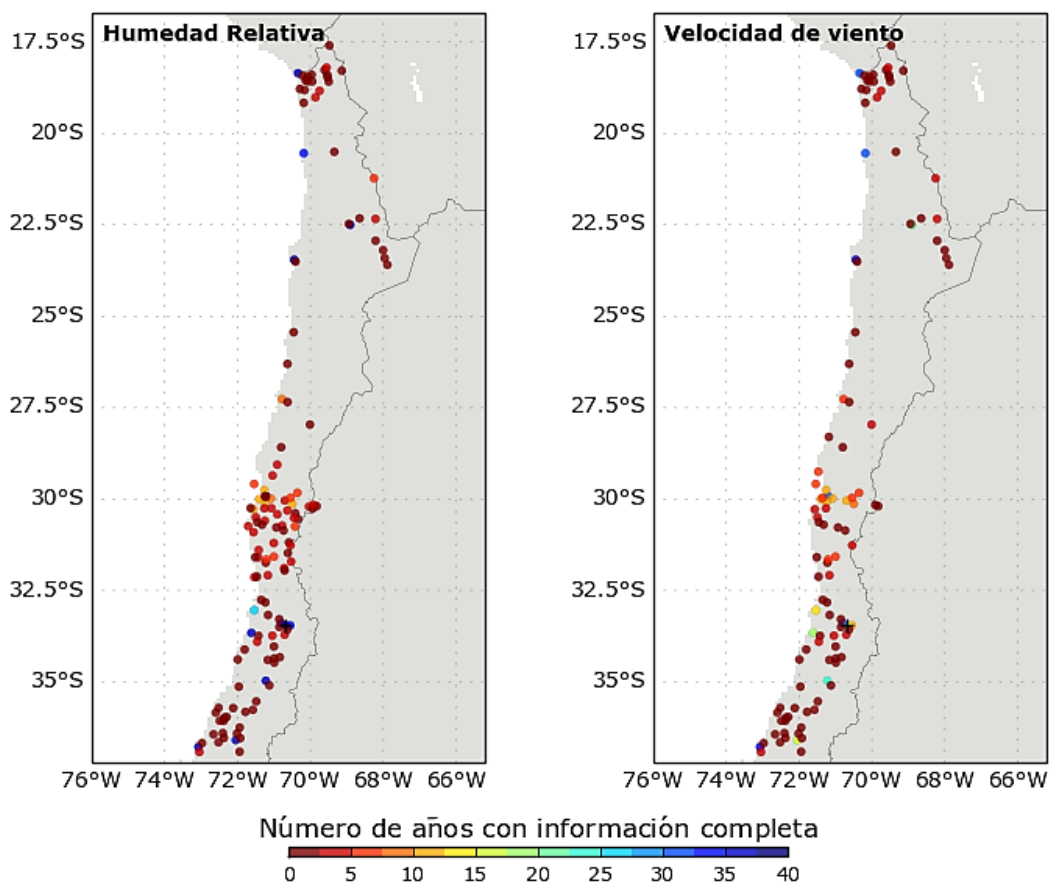


Figura 2.5: Ubicación geográfica de las estaciones desde donde se obtienen registros de humedad relativa (panel izquierdo) y velocidad de viento (panel derecho). Notar que las estaciones operadas por la DMC son fácilmente identificables siendo las que poseen una mayor longitud temporal de registros.

II. PRODUCTOS SATELITALES

En este proyecto se utilizan productos MODIS – Imágenes de espectro radiométricas de resolución media (*Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer*) –, instrumento a bordo de los satélites TERRA y AQUA, operados por la NASA². MODIS obtiene imágenes en 36 bandas espectrales. Estos datos son procesados para generar estimaciones de un conjunto de variables, permitiendo mejorar la comprensión procesos biofísicos de las superficies continentales, los océanos y la atmósfera. La temperatura del suelo estimada con MODIS, en particular, es un buen indicador del balance de energía en la superficie de la tierra. Es una variable utilizada en distintas disciplinas como Climatología, Hidrología, Ecología y Biogeoquímica.

El producto LST de MODIS (MOD11, MYD11), utilizado en el desarrollo de CR2MET, estima la temperatura del suelo (*Land Surface Temperature*). Existen tres métodos para estimar la temperatura mediante percepción remota: método del canal infrarrojo único (*single infrared channel method*),

²Para mayor información técnica sobre esta misión se sugiere revisar <<https://modis.gsfc.nasa.gov/about/>>

método de ventana dividida (*split window method*) y el método día/noche (*day/night MODIS method*). Estos métodos aprovechan las ventajas de los instrumentos MODIS, en particular, la existencia de varios canales en el infrarrojo. Como ejemplo, la Figura 2.6 ilustra la temperatura del suelo de día, estimada en la zona central de Chile el 9 de enero de 2010. La resolución espacial de los productos es de aproximadamente 1 Km, mientras que la resolución temporal es de dos imágenes diarias, una diurna y una nocturna, para los satélites TERRA y AQUA (cuatro capturas por día).

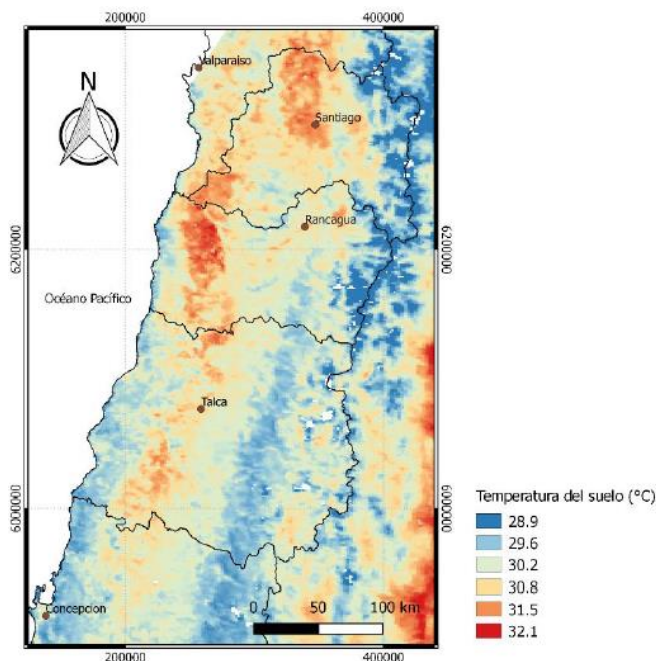


Figura 2.6: Ejemplo del producto MODIS (MOD11A1) para la temperatura de la superficie del suelo. Imagen diurna del 09/01/2010. Coordenadas en UTM H19S. Fuente: DGA (2017)

Para más detalle de las diferentes metodologías, se sugiere revisar DGA (2017), donde se explica en detalle el procedimiento de cálculo de las temperaturas superficiales a través de la espectrometría de las imágenes. Estos productos de percepción remota forman parte de la información base para la actualización del producto meteorológico CR2MET.

III. REANÁLISIS ATMOSFÉRICOS

Los análisis atmosféricos sintetizan observaciones meteorológicas periódicas, obtenidas en superficie, en altura (radiosondas) y de forma remota (satelital). Esta información ‘sinóptica’ se usa también para inicializar y corregir simulaciones numéricas en un procedimiento que se conoce como asimilación de datos. Los modelos de circulación utilizados en este proceso generan campos tridimensionales de múltiples variables atmosféricas (ej., temperatura, humedad, viento, presión) en una grilla establecida. Estos campos tienen coherencia interna, puesto que responden a leyes físicas y dinámicas impuestas en el modelo (ecuaciones de Navier-Stokes, ecuaciones de balance de energía y parametrizaciones de procesos físicos no resueltos por la grilla del modelo), y están a su vez ceñidos en el tiempo por las observaciones.

Un reanálisis es un producto obtenido de manera similar a un análisis atmosférico, pero en el cual se hace un examen retrospectivo de las observaciones. Sin la urgencia impuesta por el pronóstico operativo del tiempo, en el reanálisis se asimila un conjunto de datos históricos lo más completo posible, procesado y de distinta naturaleza (incluyendo información terrestre, de boyas, barcos y satélites entre otras).

Se generan datos de reanálisis desde la década de 1990 (NCEP/NCAR Reanalysis 1; Kalnay *et al.*, 1996). La metodología ha evolucionado en función de la incorporación de información, puesta al día de los modelos físicos que los rigen y nuevas capacidades computacionales, permitiendo una mayor resolución espacial y temporal de los campos atmosféricos generados. Existen múltiples productos de reanálisis, con objetivos y planteamientos distintos. Algunos permiten evaluar la variabilidad climática a escalas de largo tiempo (por ejemplo, 20th Century Reanalysis; Compo *et al.*, 2011), mientras que otros productos se restringen solo al período con observación satelital (fines de la década del setenta), permitiendo assimilar un conjunto mayor de datos observacionales. Dentro de este tipo de productos, destaca ERA Interim (Dee *et al.*, 2011). Este reanálisis fue evaluado en DGA (2017) y seleccionado para ser utilizado en el desarrollo de las forzantes meteorológicas en el territorio continental nacional, por sobre otros productos de similares características (NCEP CFSR, Saha *et al.*, 2010; y NASA MERRA, Rienecker *et al.*, 2011).

ERA Interim entrega múltiples variables como resultado, como por ejemplo la temperatura del aire, albedo, evaporación, temperatura de punto de rocío, radiación solar incidente, radiación de onda larga incidente y reflejada, temperaturas máximas y mínimas, profundidad de nieve, derretimiento, temperatura del suelo, viento en la superficie de la tierra, cobertura vegetal, entre otras relevantes para los cálculos hidrológicos. Los datos están disponibles con una resolución temporal de tres horas.

Algunas características que hacen de este reanálisis una buena herramienta de apoyo son las siguientes:

- a. Tiene como resultado múltiples variables atmosféricas con coherencia física entre ellas, están disponibles en una alta resolución temporal y espacial, y cubren todo el globo.
- b. Los datos de reanálisis incluyen variables atmosféricas que de otra forma resultan difícil de estimar o medir, por ejemplo, el viento en altura en regiones remotas.

Sin embargo, los reanálisis también presentan algunas limitaciones, las que deben ser consideradas al momento de utilizarlos:

- a. Dado en parte a la resolución gruesa de los reanálisis, se observan inconsistencias entre valores estimados y observaciones directas en múltiples variables, incluidas la precipitación y la temperatura.
- b. Existen inhomogeneidades en los datos asimilados en distintos períodos temporales y espaciales. También, algunos datos satelitales tienen derivas ficticias en el tiempo. Por tanto, los reanálisis deben usarse con especial cuidado en estudios de variabilidad de baja frecuencia o tendencias.

IV. PRODUCTO METEOROLÓGICO CR2MET

Un aspecto fundamental de la metodología descrita en DGA (2017) para el cálculo del balance hídrico nacional, es el desarrollo de un producto de precipitación y temperatura distribuido espacialmente, a alta resolución temporal y espacial, que sean confiables y que abarquen toda el área de estudio. Con el apoyo del Centro de Ciencia del Clima y Resiliencia (CR2), los productos CR2MET fueron desarrollados con este objetivo. La metodología desarrollada incluye la regionalización de variables proporcionada por el reanálisis ERA-Interim, así como el análisis de registros locales y de información de percepción remota. Adicionalmente, se integra información topográfica en el desarrollo de los productos.

En este proceso, se obtiene como resultado un producto distribuido en el espacio, con una resolución espacial de 0.05° latitud-longitud (celdas de 5 x 5 Km aproximadamente), con una escala temporal tri-horaria. Con estos productos es posible hacer una caracterización climática de áreas donde se carece de información directa, y realizar la modelación hidrológica para todo el territorio continental de Chile. Se presenta en la Figura 2.7, la precipitación anual promedio (1979-2016) del producto final obtenido en DGA (2017).

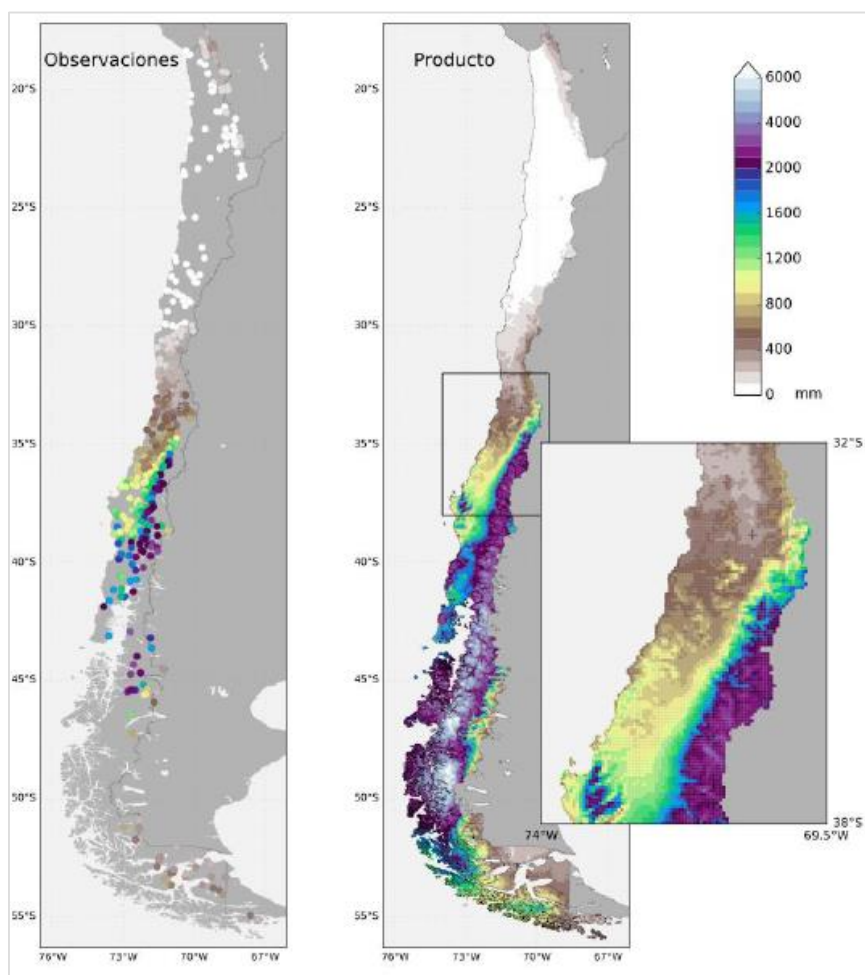


Figura 2.7: Promedio climatológico (1979-2016) de las precipitaciones anuales observada en distintas en estaciones meteorológicas (panel izquierdo) y estimadas por el producto CR2METv.1.3 (panel derecho) (en base a DGA, 2017a).

2.2.2 ACTUALIZACIÓN DE FORZANTES METEOROLÓGICAS

La generación del producto meteorológico grillado CR2MET utiliza información meteorológica local, reanálisis atmosféricos y productos satelitales. En particular, en la fase anterior se utilizó el reanálisis atmosférico ERA Interim (Dee *et al.*, 2011), desarrollado por el ECMWF (*European Centre for Medium-Range Weather Forecasts*)³. Este reanálisis se desarrolla en una grilla nativa de aproximadamente 80 Km que cubre todo el globo, y con 60 niveles verticales diferentes. ERA-Interim abarca el periodo 1979 hasta el presente, a una escala temporal tri-horaria.

En la actualidad se encuentra parcialmente disponible un nuevo producto desarrollado por ECMWF, denominado ERA5. ERA5 es la quinta generación de reanálisis producido por la ECMWF, y se desarrolla sobre una grilla nativa de aproximadamente 30 kilómetros. Además del incremento en resolución espacial, ERA5 presenta otros avances respecto de ERA Interim, tanto en la conceptualización de procesos físicos atmosféricos como en la integración de nuevas observaciones. Al momento de desarrollo del presente proyecto, ERA5 se encuentra en proceso de cálculo, estando disponible datos solo para el periodo 2010-2016. Sin embargo, dadas las mejoras significativas encontradas en análisis preliminares, se estimó conveniente evaluar la incorporación de esta información. Como se describe a continuación, esto se hizo a través de un ajuste de las variables de ERA-Interim.

La Figura 2.8 muestra las temperaturas medias anuales estimadas por cada reanálisis en el periodo común (2010-2016; panel derecho, ERA Interim; panel central, ERA5). Esta figura ejemplifica las diferencias, en buena medida asociadas al aumento de resolución de ERA-Interim a ERA5. Se observa como ERA5 captura detalles regionales como, por ejemplo, temperaturas más elevadas en el sector del desierto de Atacama y menores en las costas, además de una mayor definición en el sector cordillerano. En el panel izquierdo de la misma figura se ilustran la diferencia entre las temperaturas estimadas por cada producto, distinguiéndose claramente los sesgos descritos: las áreas azuladas representan zonas donde el producto ERA Interim estima temperaturas mayores que las obtenidas con ERA5.

Con esta nueva información, se replanteó el desarrollo del producto grillado original CR2MET, obteniéndose una versión actualizada. Adicionalmente, también se realizan algunas mejoras a la metodología original. Los detalles de este proceso de actualización se describen en las siguientes secciones.

I. AJUSTE DE ERA-INTERIM CON ERA5

Se establecieron modelos estadísticos que relacionan ambos reanálisis en el periodo común. Así, se busca representar la información más actualizada – ERA5 – en función de la información ERA Interim (ERA-I) a través de regresiones lineales. Estas relaciones se supondrán válidas e invariantes para todo el periodo de análisis del producto ERA Interim, lo que permite generar una estimación del producto ERA5, originalmente disponible para el periodo 2010-2016, para todos los años comprendidos entre 1979 y 2016 (este ajuste se denomina ERA_{BLEND}).

³ <https://www.ecmwf.int/>

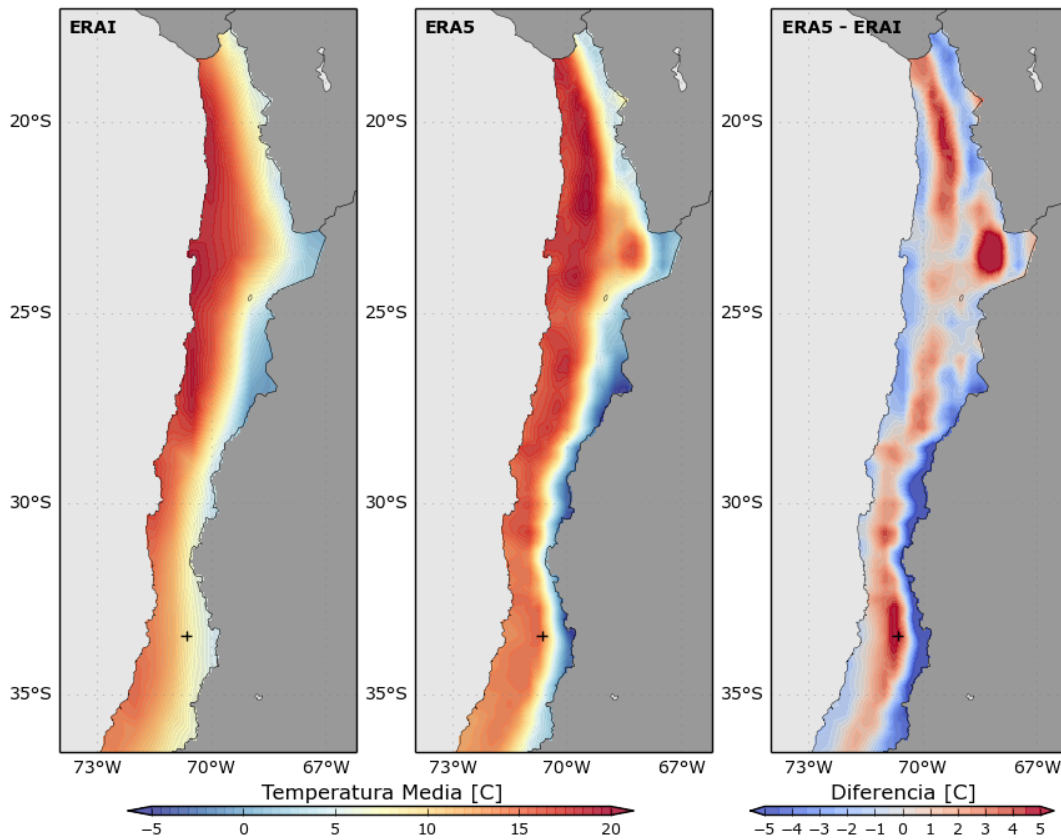


Figura 2.8: Temperaturas medias anuales promedio obtenidas de reanálisis en el periodo 2010-2016. El panel izquierdo muestra los valores de ERAI; el central, las temperaturas de ERA5; el panel derecho muestra las diferencias entre los valores estimados por cada producto.

Se presenta en la Tabla 2-4 un esquema conceptual de este procedimiento, así como también las variables meteorológicas a las que se le aplica. Este nuevo conjunto de variables es utilizado para desarrollar actualizaciones y un mejor insumo para la modelación hidrológica.

En la Figura 2.9 se compara para la temperatura media anual obtenida con ERA_{BLEND}, y la de ERAI (misma variable presentada en la Figura 2.8). Se observa como el producto estimado, ERA_{BLEND}, logra reproducir patrones observados en el nuevo producto ERA5, con cambios muy notorios, particularmente en los sectores cordilleranos y del valle.

Tabla 2-4. Esquema del procedimiento de creación del producto ERAblend

Etapas	Requerimientos	Productos obtenidos
Obtención de información base		Información meteorológica de ERAI, a resolución 0,5° x 0,5°, para el periodo 1979 – 2016 Información meteorológica de ERA5, a resolución 0,25° x 0,25°, para el periodo 2010 – 2016 a escala diaria.
Interpolación de ERAI a malla de cálculo nativo de ERA5	Información de ERAI a resolución de 0,5° x 0,5°	Información de ERAI a resolución 0,25° x 0,25°
Estimación de parámetros de correlación para cada punto de grilla	Información de ERAI a resolución 0,25° x 0,25°, periodo 2010 - 2016 Información de ERA5 a resolución 0,25° x 0,25°, periodo 2010 - 2016	Parámetros de regresión que permiten estimar ERA5 en función de ERAI. Estas regresiones se supondrán válidas para todo el periodo 1979 – 2016.
Aplicación de parámetros de regresión a cada punto de la malla 0.25°x0.25°	Información de ERAI a resolución 0,25° x 0,25°, periodo 1979 - 2016	Información de ERA5 estimada para todo el periodo 1979 – 2016 (ERA ^{blend})
Variables actualizadas	<ul style="list-style-type: none"> a. Precipitación total b. Precipitación convectiva c. Precipitación de gran escala d. Temperaturas medias a 2 metros e. Temperaturas máximas y mínimas f. Temperatura de rocío g. Viento zonal h. Viento longitudinal i. Flujos de humedad atmosférica zonal j. Flujos de humedad atmosférica longitudinal k. Contenido de agua total precipitable 	

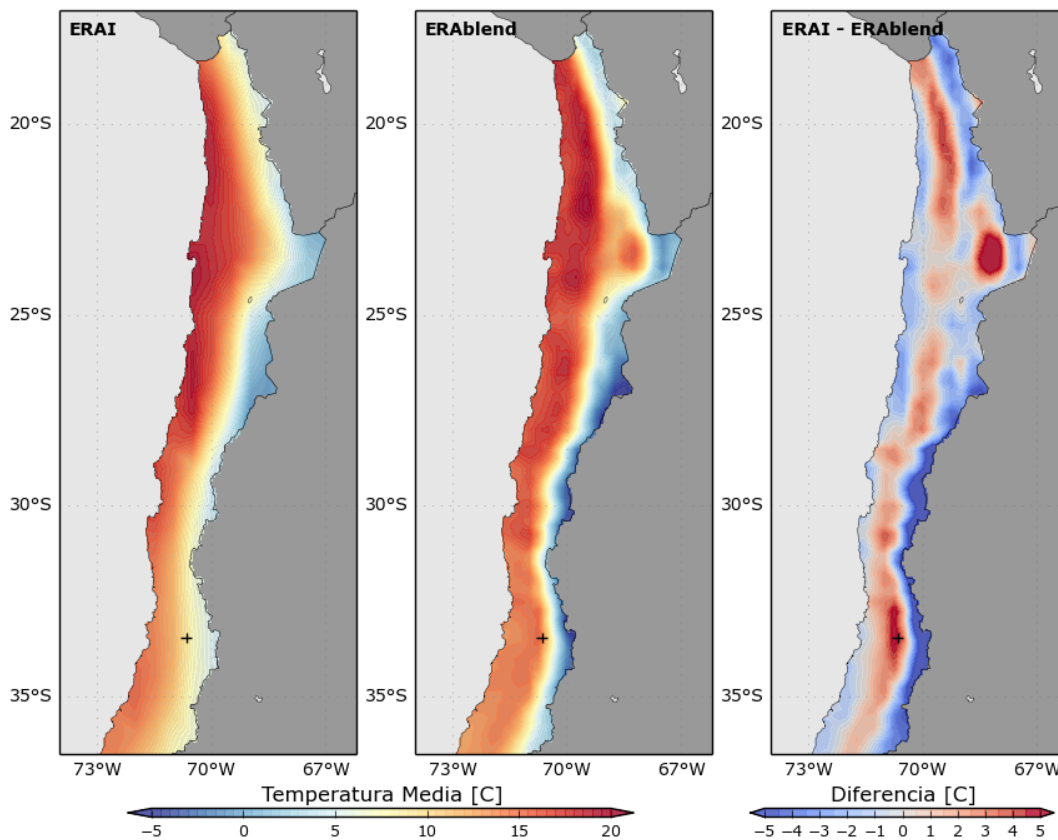


Figura 2.9: Temperaturas medias anuales estimadas por cada producto de reanálisis en el periodo 1979-2016. El panel izquierdo muestra los valores estimados por el producto de reanálisis ERAI; el central, las temperaturas estimadas por el nuevo producto generado ERAblend; el panel derecho muestra las diferencias entre los valores estimados por cada producto, donde se observan claras modificaciones en algunos sectores.

II. PRECIPITACIÓN

a) REVISIÓN METODOLÓGICA Y ACTUALIZACIÓN

La precipitación requiere de especial atención en su estimación, ya que además de ser una de las variables más importantes para el proceso de modelación hidrológica, es una componente fundamental del balance hídrico.

A modo de revisión, la Figura 2.10 sintetiza la metodología utilizada para estimar la precipitación sobre todo el territorio a chileno continental comprendido entre las latitudes 17°S y 57°S. Este esquema de trabajo fue desarrollado por un programa de trabajo del Centro de Ciencia del Clima y la Resiliencia (CR2MET) y fases anteriores de este proyecto (DGA, 2017a). El método consiste en una regionalización estadística de información de gran escala entregada por un producto de reanálisis atmosférico, originalmente ERA Interim (Dee *et al.*, 2011). Modelos estadísticos actúan como funciones de transferencia entre la información estimada por los productos de reanálisis y las observaciones locales. Adicionalmente, se consideran ajustes de climatología y variabilidad de la precipitación, en función de la cercanía a aquellas regiones donde se tienen estaciones cercanas con información.

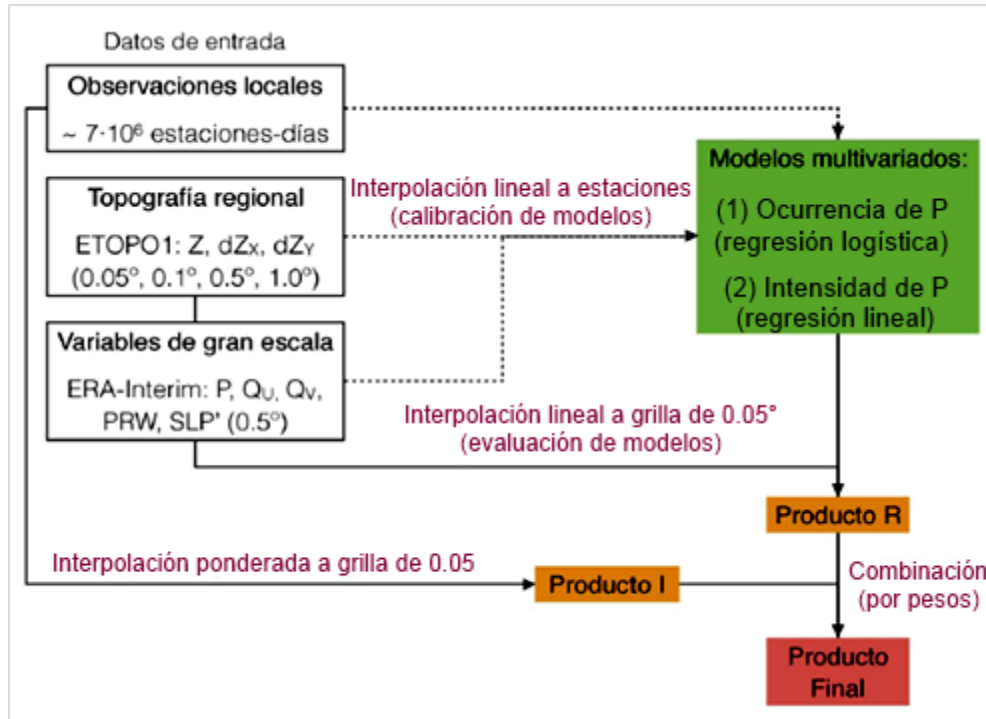


Figura 2.10: Esquema metodológico de generación del producto regional de precipitaciones. Fuente: DGA (2017).

Como parte de procedimiento se calibran dos modelos para la ocurrencia de precipitación y su intensidad, respectivamente. En ambos casos se utilizan el mismo conjunto de variables explicativas (predictores). En el caso de la ocurrencia se utilizan modelos de regresión logarítmica mientras que, en el segundo, se ocupan modelos de regresión múltiple tradicionales. La calibración de los modelos estadísticos se hace por estación del año y bandas de latitud de 1° , considerando los registros observados en dicha banda y su entorno (la región efectiva para cada banda depende de la disponibilidad de datos, pero abarca típicamente 5° de latitud). El proceso se realiza para cada mes del año de forma independiente, de manera que los modelos representen adecuadamente la variabilidad estacional de cada zona.

La cantidad de registros válidos debe cumplir ciertas condiciones mínimas, asociadas principalmente al número de parámetros con el que se plantea el modelo. En caso de no cumplirse esta condición, la región de la que se extrae la información es extendida en un grado adicional de latitud. Este proceso se repite iterativamente hasta que se cumplan las condiciones necesarias para poder calcular las funciones de transferencia. Sin embargo, el modelo obtenido es utilizado solo sobre la banda latitudinal original y no sobre todo el dominio del que se extrajeron registros. Esto conlleva a que las relaciones establecidas en áreas donde se tiene una buena densidad de estaciones (por ejemplo, en Chile central), los modelos quedan determinados por observaciones de la región. Por otro lado, en regiones como el norte grande o la Patagonia, donde se tiene una baja cantidad de estaciones, los modelos se calibran, en buena medida, con datos observados al exterior de la banda de análisis, generando mayor incertidumbre en los resultados. Un mayor detalle de la metodología se describe en a DGA (2017).

Tomando como base el procedimiento descrito anteriormente, se han planteado diversas modificaciones con el fin de mejorar la metodología y sus resultados. Estas modificaciones se describen en la Tabla 2-5.

Tabla 2-5. Modificaciones incorporadas en el método de estimación de precipitaciones.

Modificación	Efecto sobre el modelo
Incorporación de predictores adicionales: precipitación convectiva y precipitación de gran escala	La inclusión de estas dos nuevas variables permite a las funciones de transferencia ajustar de mejor manera la naturaleza de las precipitaciones a cada zona, reconociendo las diferencias de la naturaleza de distintos eventos en función de su ubicación geográfica.
Inclusión de meses anterior y posterior a la base de datos para cada unidad latitudinal	Con el fin de disminuir el área geográfica del que se extraen los datos para cada banda latitudinal y así disminuir la distorsión debido a la inclusión de datos con diferente patrón climático, se incorporan al registro de observaciones válidas de un mes, las de los meses anterior y posterior, reconociendo que la similitud climática temporal de dichos meses les permite funcionar como base para el establecimiento de los modelos. Las funciones de transferencia establecidas se aplican solo sobre el mes para el que fueron determinadas.
Utilización de ERA-Interim	Se utiliza como insumo meteorológico de reanálisis la información de los datos ERA-Interim desarrollados. Esta información de predictores con una mayor precisión se traduce en que las funciones de transferencia desarrolladas tengan una mejor capacidad de reproducción de los eventos.
Inclusión de un parámetro de filtro de adaptación para corrección de ocurrencia	Debido a la dificultad inherente presente en representar la ocurrencia de eventos de precipitación en zonas áridas, se incorpora un factor a cada modelo de regresión logarítmica para estimar un valor filtro sobre el cual se determina la ocurrencia de un evento de precipitación.

Luego de la calibración con observaciones locales, los modelos de regresión son evaluados (forzados) con los predictores (reanálisis y datos topográficos) en el todo el dominio de interés. Este proceso se realiza sobre una grilla de $0,05^\circ \times 0,05^\circ$, a partir del cual se obtiene un producto de precipitaciones continuo para todo el territorio de Chile continental.

La precipitación anual media (1979-2016) obtenida para las zonas centro y norte de Chile se ilustra en la Figura 2.11. A modo de comparación, se presentan igualmente los valores climatológicos derivados de estaciones locales (DGA y DMC). La distribución geográfica de la precipitación anual media, caracterizada por un fuerte gradiente meridional y valores particularmente altos (sobre 2000 mm por año) en la zona cordillerana del centro del país, da cuenta de los distintos regímenes de precipitación en estas regiones. Este patrón está, por su parte, en clara coherencia con lo que infiere de observaciones locales. Se distingue, en particular, el régimen altiplánico que, con valores sobre 200 mm por año, contrasta con la condición de extrema aridez de Atacama. El detalle obtenido en la grilla de aproximadamente 5,0 Km de resolución da cuenta también de una importante heterogeneidad espacial

en la precipitación media en zonas climáticas similares, como se aprecia en los valles centrales del centro de Chile.

Como describe la sección precedente, la metodología para generar el producto de precipitación utiliza observaciones en dos etapas distintivas. En la primera, los registros locales son utilizados para la calibración de modelos estadísticos de precipitación, a partir de los cuales se regionaliza la información de reanálisis. En esta etapa, la información local no tiene incidencia directa sobre el valor estimado en la ubicación de una estación particular, sino que sobre el conjunto de una región. En la segunda etapa, sin embargo, los registros son utilizados directamente para ajustar los valores obtenidos por regionalización en zonas cercanas a estaciones de monitoreo. Así, por construcción y dado el proceso de ajuste en esta segunda etapa, principalmente, la comparación del producto grillado con los registros locales entregará métricas de desempeño muy elevadas, que no necesariamente darán cuenta de la capacidad de inferencia real en zonas de observación escasa. Por ello se desarrolló, paralelamente, un método de evaluación cruzada, el cual se describe a continuación.

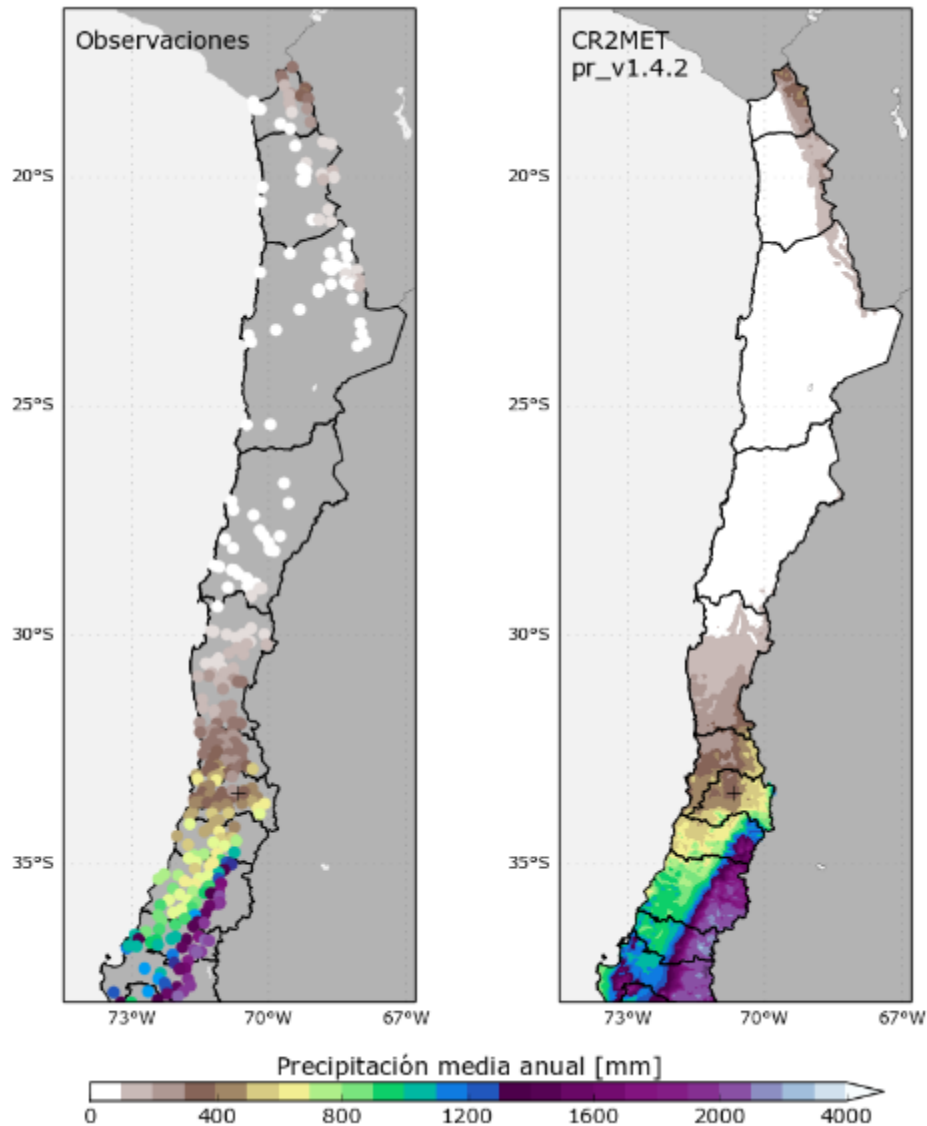


Figura 2.11: Precipitación anual media para el periodo 1979-2016 obtenido de la red de estaciones DMC-DGA (panel izquierdo) y del producto CR2MET (derecha). Notar que la escala de colores no es lineal.

b) PROCESO DE VALIDACIÓN

Un proceso de validación cruzada permite cuantificar el desempeño efectivo de estimación de valores en situaciones (ubicación o espacio temporal) en las cuales no se ha incorporado información en el proceso de calibración. Para realizar esta validación para la precipitación, se utilizó una metodología LOOCV (*leave-one-out cross validation*, por sus siglas en inglés), que incluye las siguientes etapas:

1. Se escoge una estación meteorológica con registros de precipitación.
2. Se elimina dicha estación de la base de datos utilizada en la calibración de los modelos estadísticos de precipitación.

3. Se calibra el modelo de precipitación para la zona geográfica donde se ubica la estación con la base de datos modificada.
4. El modelo resultante se utiliza para estimar la precipitación en la ubicación de la estación removida.
5. Se comparan los valores observados y estimados para la estación.

Para ilustrar este procedimiento de evaluación, en la Figura 2.12 se presenta una comparación entre series temporales de precipitación mensual observadas y estimadas en tres estaciones de monitoreo ubicadas en el Altiplano chileno (Chungará Retén, DGA), en Santiago (Quinta Normal, DMC) y en la precordillera de la región del Maule (Hornillo, DGA). Estas localidades se caracterizan por sus regímenes distintivos dentro de las macrozonas de estudio. Los registros de estas estaciones presentan, asimismo, un periodo largo de observación. Se ilustra un periodo relativamente corto en las series para apreciar el detalle temporal, pero las métricas de comparación se calculan para el periodo completo (1979-2016). Se indica, en particular, el sesgo medio y el coeficiente de determinación (R^2) calculados a partir de acumulaciones anuales. Para evaluar la reproducción del ciclo estacional de precipitación, se muestran también los valores mensuales climatológicos de ambas series.

En las tres estaciones evaluadas se aprecia una correcta reproducción del régimen de precipitación media por parte del producto distribuido, con sesgos menores a 10%, y un ciclo estacional coherente. En Quinta Normal y Hornillo se aprecia también una muy buena coherencia temporal a escala interanual entre los valores observados y estimados, en ambos casos con R^2 superiores a 90%. En Chungará la correlación es claramente menor ($R^2 = 0,62$). Como se describe a continuación, la caracterización del régimen de precipitación y temperatura en el altiplano y zonas áridas presenta mayor dificultad.

En la Figura 2.13 se presenta una generalización del análisis anterior, realizado sobre el conjunto de estaciones de observación. En los paneles izquierdos de la figura se muestran los sesgos medios (relativos a valores climatológicos) obtenidos entre los registros pluviométricos y las estimaciones hechas mediante validación cruzada. Estos resultados indican que el producto CR2MET tiene sesgos menores a 20% en la zona central. En el norte, sin embargo, particularmente en la zona de alto gradiente topográfico, se observa un sesgo negativo importante. Cabe notar que, en esta región, en comparación al régimen altiplánico colindante, la precipitación media es relativamente baja (acumulación anual menor a 50 mm; Figura 2.11), por lo que la sobre-estimación por parte del producto tiene un efecto reducido sobre el volumen de agua total aportante a las macrocuencas del sector. Los coeficientes de determinación (panel c) dan cuenta de la covariabilidad interanual entre la precipitación observada y estimada. Los valores obtenidos son altos en la zona centro ($R^2 > 0,8$), mientras que en el norte el resultado es más bien deficiente, con valores de R^2 menores a 0,5 en muchos casos.

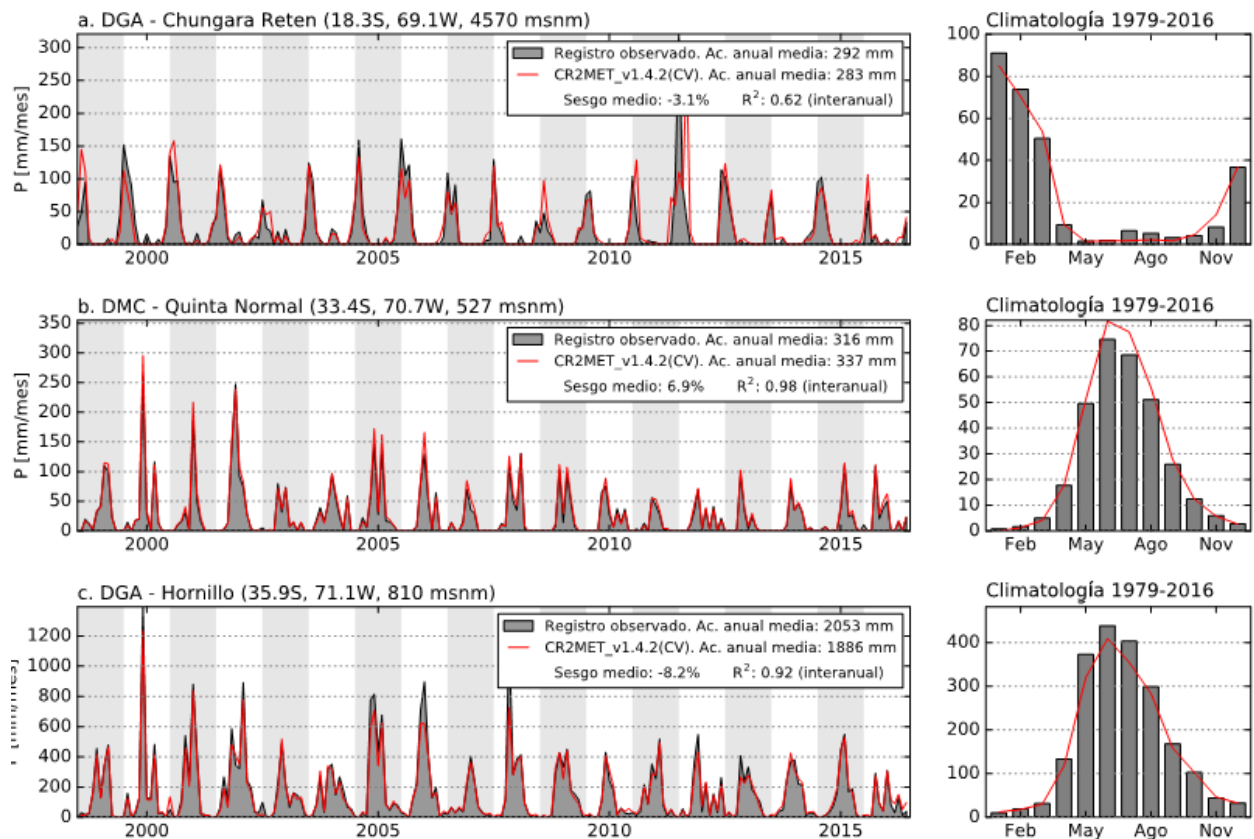


Figura 2.12: Series de precipitación mensual y climatologías, obtenido de registros locales (en gris) y estimados con metodología CR2MET y mediante validación cruzada (gráficos en rojo). Se muestran tres estaciones distribuidas a lo largo de la zona de estudio: Estación Chungará Retén (DGA), en el altiplano (panel superior); estación Quinta Normal (DMC), en la región Metropolitana (panel central); y estación Hornillo (DGA), cercano a Talca (panel inferior).

Como referencia, se ilustra también en la Figura 2.13, el contraste entre la precipitación anual observada y derivada del reanálisis, utilizado como base en el desarrollo de producto de precipitación final (paneles b y d). Como es de esperar, en parte debido a la menor resolución del reanálisis, tanto los sesgos como la coherencia temporal con las observaciones locales es más deficiente en ERA Interim comparado con CR2MET. En particular, el aumento de la correlación temporal da cuenta del valor agregado en el proceso de regionalización y otros aspectos de la metodología desarrollada.

El desempeño del producto actualizado, más bajo en el norte del país, responde a la también deficiente predictibilidad de la variabilidad de la precipitación en esta región por parte de los reanálisis. La precipitación en zonas semiáridas y en el Altiplano es inherentemente más difícil de simular por su carácter convectivo y de baja frecuencia, en contraste con la estructura estratiforme presente en frentes fríos, dominante en latitudes mayores. Cabe notar que los valores presentados corresponden a los resultados del proceso de validación cruzada, y que el producto final es altamente coherente con los registros observados en aquellas zonas colindantes a estaciones, tanto en el norte como en el centro del país (Figura 2.14).

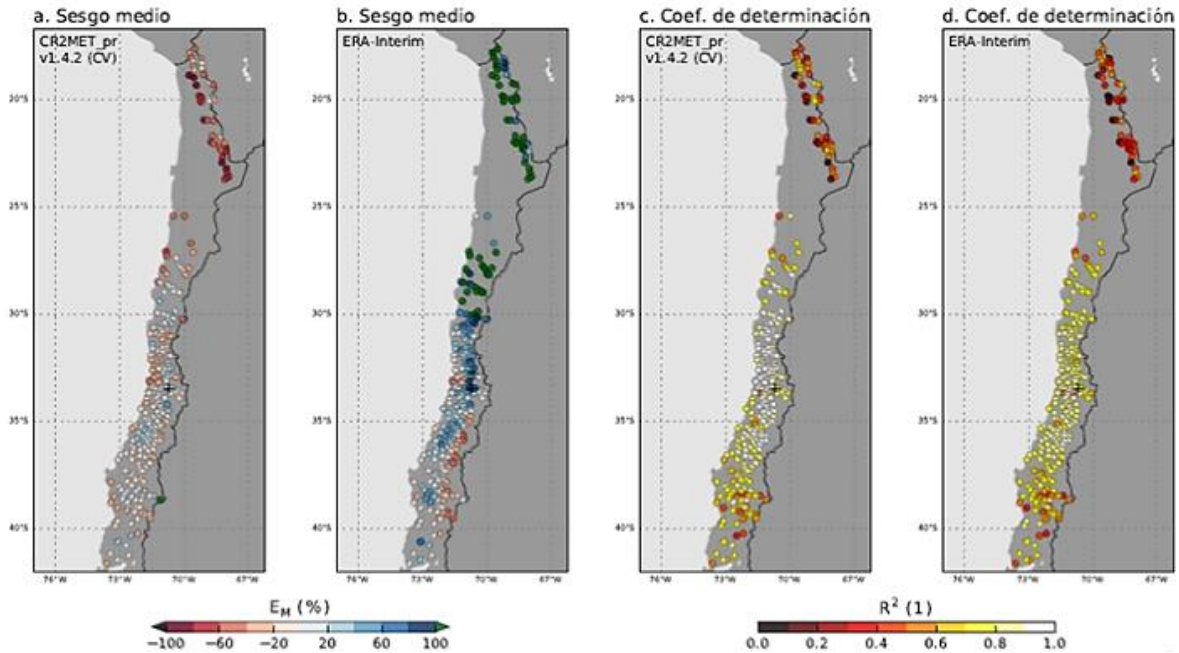


Figura 2.13: Diferencia entre la precipitación anual media (1979-2016) obtenida mediante validación cruzada con CR2MET y valores observados (a). Coeficientes de determinación entre valores anuales de precipitación estimados y observados (c). Para ilustrar el valor agregado del proceso de regionalización, los paneles (b) y (d) muestran el mismo análisis, pero para la precipitación obtenida directamente del reanálisis ERA Interim.

Como síntesis, en la Figura 2.14 se presenta una comparación de la precipitación anual media sobre el conjunto de estaciones ubicadas en el sector altiplánico y en Chile Central. En esta figura se contrastan los valores observados con aquellos derivados de diferentes productos. En primer lugar, se evalúa el producto CR2MET, así como su estimación en estaciones obtenidas mediante validación cruzada (CR2MET_CV). Se incluye, también, las métricas de evaluación para la precipitación de ERA Interim y de otros dos productos de precipitación disponibles para todo el globo a una resolución equivalente a CR2MET. Estos productos se reconocen por sus siglas en inglés: CHIRPS (*Climate Hazards group Infrared Precipitation with Station*; Funk *et al.*, 2015) y MSWEP (*Multi-Source Weighted-Ensemble Precipitation*; Beck *et al.*, 2017). El producto CHIRPS combina análisis de imágenes satelitales en la banda del infrarrojo y de estaciones en superficie. MSWEP, por su parte, se construye como promedio ponderado por región de múltiples fuentes, incluyendo reanálisis atmosféricos, datos satelitales e interpolaciones de observaciones en superficie.

En Chile central, la precipitación anual media de CR2MET ajusta bastante bien los valores observados, tanto en su versión final como en el resultado de la evaluación cruzada. En el sector altiplánico, la evaluación cruzada revela el sesgo negativo anteriormente descrito. En este sector, llama particularmente la atención una sobre-estimación considerable del reanálisis ERA Interim. Sin embargo, tras el proceso de regionalización, estos valores se corrigen, como se aprecia en los resultados del producto. Comparativamente, el producto MSWEP tiene un buen desempeño en el Altiplano, con sesgos menores y coeficientes de determinación similares o mayores que los obtenidos con CR2MET. En Chile Central, el desempeño de MSWEP disminuye, presentando un sesgo negativo importante. En ambas

regiones, el producto CHIRPS muestra una baja covariabilidad temporal con los valores observados, en comparación a los otros productos evaluados.

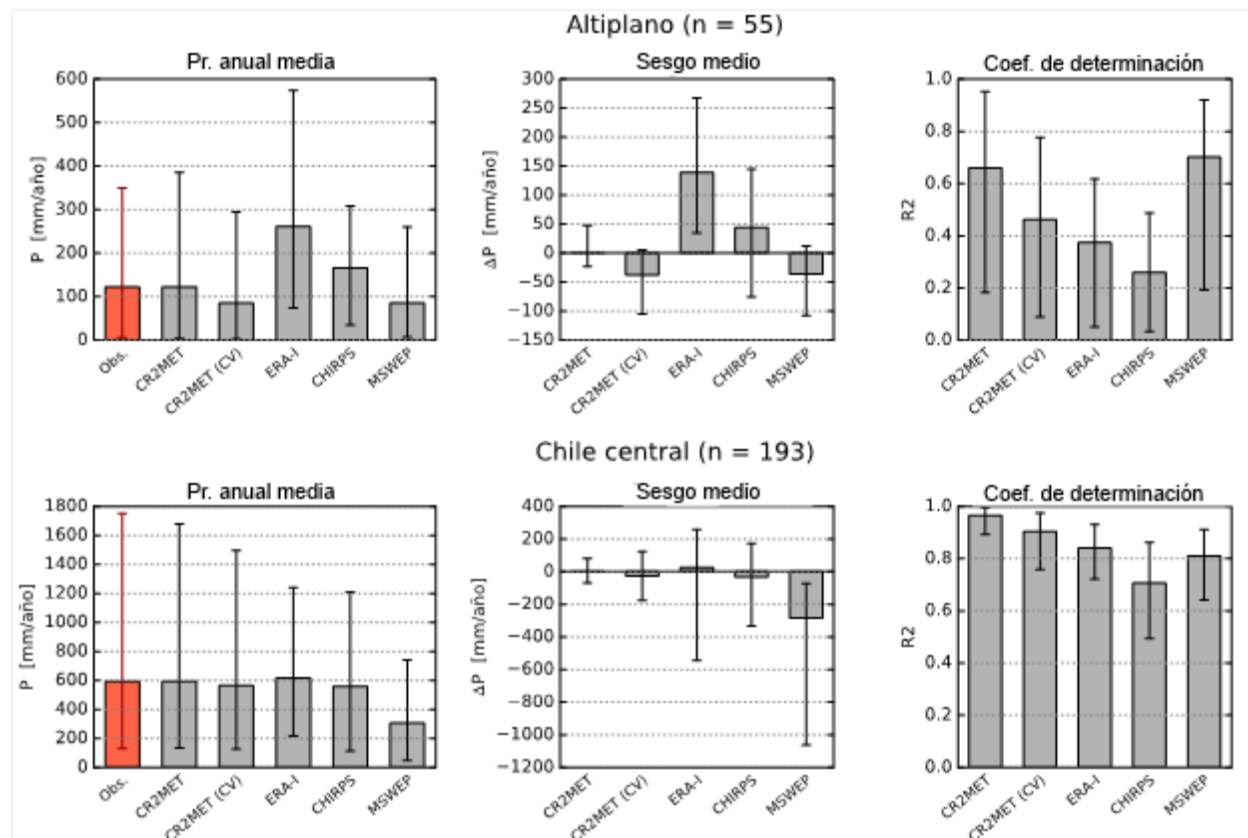


Figura 2.14: Comparación entre la precipitación anual media (1981-2016) observada en estaciones meteorológicas y derivada para dichas estaciones de distintos productos: CR2MET, CR2MET_CV (evaluación cruzada), ERA Interim, CHIRPS Y MSWEP. La precipitación anual media (paneles a la izquierda), el sesgo (centro) y el coeficiente de determinación (derecha), calculados respecto del valor observado, corresponden a promedios sobre 55 estaciones ubicadas en el Altiplano chileno (paneles superiores) y 193 estaciones en Chile central (30-37°S; paneles inferiores). La barra de error indica el percentil 5% y 95% sobre el conjunto de estaciones en la métrica correspondiente.

La Figura 2.15 muestra una comparación entre los valores medios anuales de precipitación estimados con la metodología usada para crear el producto CR2MET en validación y los valores medios anuales registrados en las estaciones, utilizando solo información en periodos consecuentes. Cada punto representa una estación diferente. Se observa que las estimaciones obtenidas en el proceso de validación se ajustan de manera correcta a la curva 1:1, y que, por tanto, representan una buena estimación.

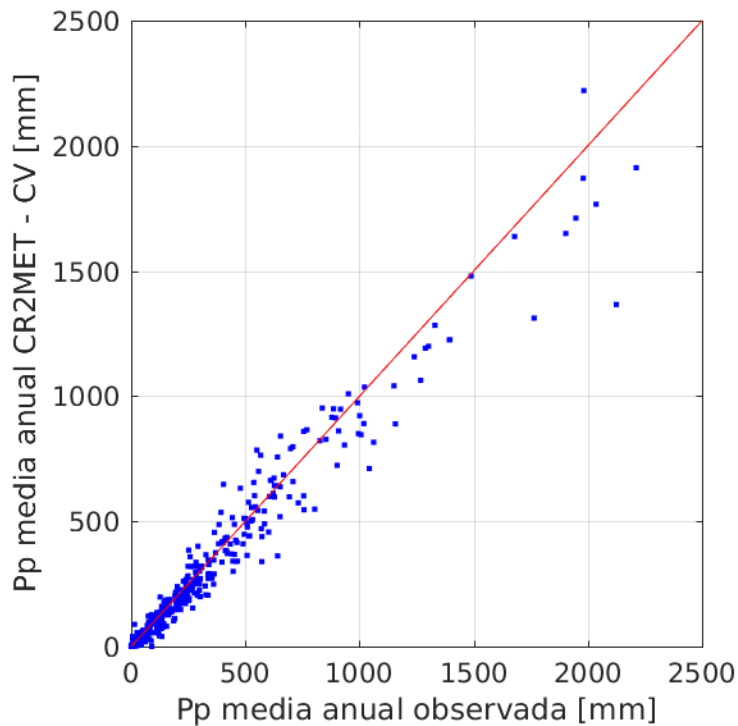


Figura 2.15. Comparación entre valores observados y estimados por CR2MET-CV de valores medios anuales de precipitación.

III. TEMPERATURAS MÁXIMAS Y MÍNIMAS

El desarrollo de productos grillados de temperatura se realiza con un enfoque similar al de precipitación, usando como base un conjunto de modelos estadísticos. La diferencia fundamental entre ambas metodologías radica en la información utilizada para conformar las variables explicativas de la temperatura en los modelos estadísticos. Para esta variable, además de datos de reanálisis, se utiliza información de temperatura superficial derivada de imágenes satelitales MODIS. Esta información es incorporada para considerar variaciones espaciales que se dan no solo en función de condiciones atmosféricas y topográficas, sino también en función de tipo de cobertura superficial. Este último factor produce variaciones notorias, incluso en zonas que se encuentran adyacentes. Puesto que los datos de MODIS están disponibles a la resolución espacial requerida (5 Km), no se puede, en este caso, hablar de regionalización.

El desarrollo de los productos de temperaturas diurnas máximas y mínimas considera tres etapas, basadas en el planteamiento del producto descrito en la etapa previa de este proyecto (DGA, 2017a), pero con algunas modificaciones. Se describen de forma general cada una de estas etapas, así como los insumos y productos de cada una de ellas en la Tabla 2-6.

Tabla 2-6. Descripción de las diferentes etapas que se desarrollan para generar el producto de temperaturas actualizadas.

Etapas	Descripción	Datos utilizados
Etapa I	Estimación de temperatura diaria mínima y máxima en grilla de 0.05°. En dominio temporal está determinado por los productos LST de MODIS (2002-2016 con datos faltantes).	<ul style="list-style-type: none"> • Observaciones locales de Tx y Tn • LST de MODIS (MOD11 y MOD) • Temperaturas medias y extremas de ERA Interim (análisis y reanálisis) • Topografía
Etapa II	Generación de temperaturas en grilla para el periodo completo (1979-2016).	<ul style="list-style-type: none"> • Producto Etapa 1 • Observaciones locales de Tx y Tn • Temperaturas de ERA Interim (análisis y reanálisis)
Etapa III	Ajuste de climatología y variabilidad en zonas cercanas a estaciones con registros observacionales largos.	<ul style="list-style-type: none"> • Producto Etapa 2 • Observaciones locales de Tx y Tn

Se realiza a continuación una descripción del desarrollo de este producto por etapas, destacando en cada una de ellas las actualizaciones realizadas en comparación al producto anterior.

a) ETAPA 1

En buena medida, esta etapa consiste en traducir las variables de temperatura de superficie de MODIS en temperatura mínimas y máxima cerca de la superficie (2 metros). Para ello, se calibran modelos de regresión lineal múltiple utilizando como predictores la temperatura superficial de MODIS y, como predictando, las temperaturas mínimas y máximas observadas a lo largo del país. Se incluyen como predictores, también, anomalías de temperatura de ERA Interim, tanto de su análisis como reanálisis (en este último caso se utiliza la temperatura extrema correspondiente). Estos modelos se calibran con el conjunto de observaciones disponibles en regiones similares a las utilizadas en el caso de precipitación. De igual forma, los modelos se definen para cada estación del año (mes) de forma independiente.

En esta fase, se presentan modificaciones significativas respecto a versiones anteriores. En particular, se reemplaza el uso de ERA Interim, por el uso de los modificados ERA-blend, el cual adicionalmente cuenta con información de temperaturas de análisis con frecuencia horaria (en el caso de ERA Interim, es cada 6 horas). Para determinar cuál de estas temperaturas resulta mejor predictor para cada una de las variables a estimar, se realiza un análisis de correlación entre diversas configuraciones de variables y los valores a estimar. Los resultados de este análisis se presentan en la Tabla 2-7.

Tabla 2-7. Elección de temperaturas de análisis a utilizar como predictores para cada una de las variables a estimar. El sufijo "Z" hace referencia a las horas según el meridiano de Greenwich (UTC)

Variable	Predictores seleccionados
Temperatura Máxima	Temperatura estimada por análisis de ERA Interim a las 15Z, 18Z y 21Z
Temperatura Mínima	Temperatura estimada por análisis de ERA Interim a las 06Z, 10Z y 14Z

Además de las temperaturas de análisis ERA Interim y de temperaturas extremas del reanálisis ERA Interim, se añadió como información suplementaria, las anomalías diarias de temperaturas extremas de dos grupos de datos globales basados en observaciones de superficie: el producto CPC Global Temperature data desarrollado por la agencia NOAA (NOAA/OAR/ESRL) y el producto Berkeley Earth Surface Temperature (BEST, Rohde *et al.*, 2013).

Las variables de temperatura distribuida usadas como predictores (MODIS, ERA Interim, CPC y BEST) se combinan con datos topográficos, que incluyen tanto la elevación asociada a la estación meteorológica usada en la calibración como elevación interpolada a la ubicación geográfica de la estación en la grilla de 0,05°, considerando así los sesgos de temperatura inducido por las diferentes elevaciones. Cabe notar que, en general, las estaciones meteorológicas se sitúan en terrenos de menor elevación que su entorno, lo que se traduce típicamente en una temperatura mayor que la celda de 5 x 5 Km en la que ésta se encuentra.

Una vez calibrados, los modelos son forzados con los predictores interpolados a cada punto de grilla, obteniendo un primer producto de temperaturas máximas y mínimas, denotados por Tx (1) y Tn (1). Es importante notar que, al utilizarse la información de MODIS como predictor en esta etapa, el dominio temporal queda limitado al periodo disponible de este producto (2002-presente), y mantiene sus lagunas temporales.

b) ETAPA 2

La segunda etapa consiste en calibrar modelos estadísticos que estimen la información obtenida del producto intermedio de la etapa 1 (Tx(1) y Tn(1)) como variable a predecir, en función de predictores que tengan continuidad temporal para todo el periodo de interés (1979-2016). Una vez que se cuenta con estos modelos, es posible generar un segundo producto Tx(2) y Tn(2), con continuidad temporal como espacial.

La elección de predictores incluye la información de reanálisis. Se incorpora como actualización, el cambio de reanálisis que se utiliza como fuente de información, pasando de ERAI a ERAblend. Esto se traduce en una mejora, en parte debido a la mayor resolución espacial.

Otra puesta al día en el desarrollo de este producto es la actualización de las temperaturas de análisis que se utilizan como predictores, siendo consecuente con lo presentado en la Tabla 2-7. En este paso, se

incorpora también como predictor la estimación de temperatura máxima o mínima correspondiente obtenida del reanálisis (se utiliza consecuentemente con lo anterior las estimaciones de ERAblend).

Durante la revisión de este paso, se decidió incorporar también como predictor en cada modelo las observaciones de todas aquellas estaciones que presentaran un registro completo en el periodo 1979-2016, de manera que se pueda asegurar su utilización en el periodo temporal completo. La incorporación de esto permite reforzar la influencia en los valores estimados de registros observacionales.

c) ETAPA 3

La etapa final en el proceso de generación de las temperaturas máximas y mínimas incluye correcciones de variabilidad de las temperaturas estimadas para cada punto, en función de las observaciones cercanas geográficamente. De esta etapa se obtiene el producto final. La Figura 2.16 muestra los valores climatológicos de temperatura mínima y máxima obtenidos para la región de interés. Se destaca la coherencia entre los valores medios estimados y observados, en un rango de temperatura que abarca aproximadamente 15°C, según la zona geográfica. Se aprecia claramente el gradiente de temperaturas en función de la elevación del terreno, llegando a promedios bajo el nivel de congelamiento en alta cordillera en el caso de la temperatura mínima. Se obtienen, también, valores medios sobre 25°C en la temperatura máxima en Atacama. La variabilidad espacial de temperatura da cuenta de la influencia de la topografía y tipo de superficie en la escala espacial de interés.

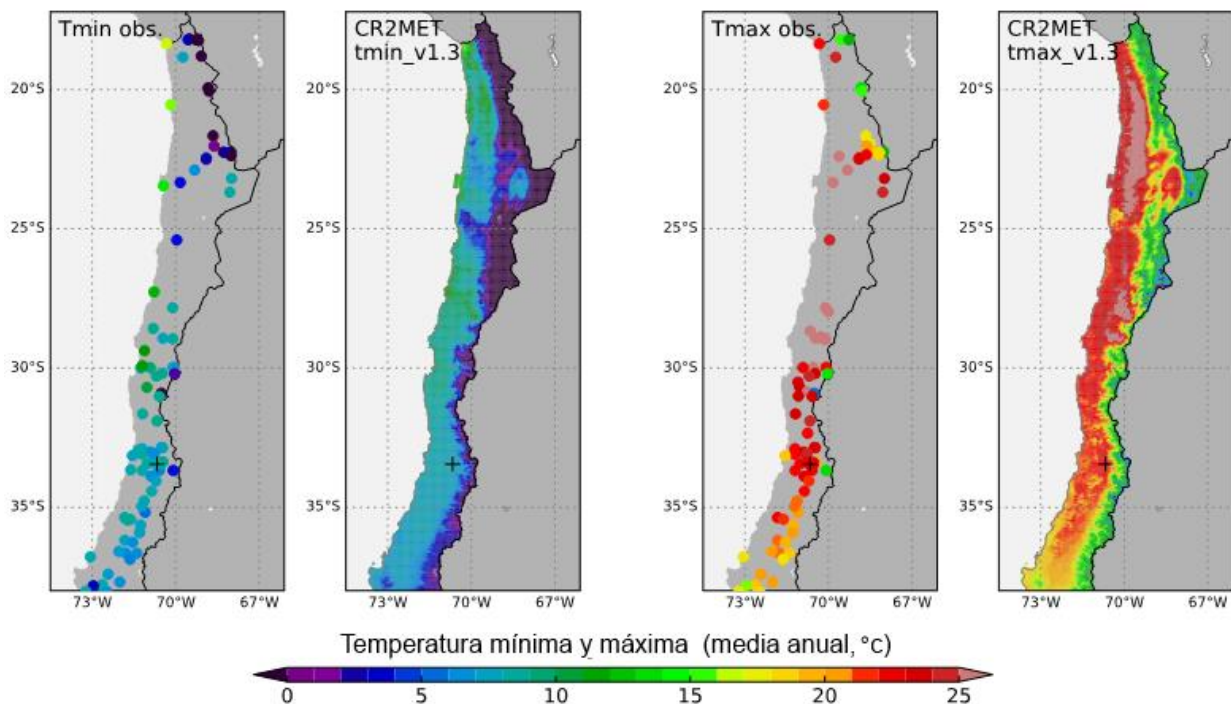


Figura 2.16: Promedios anuales de temperatura diaria mínima (paneles de la izquierda) y máxima (derecha) en el periodo 1979-2016 obtenido de la red de estaciones DMC-DGA y del producto CR2MET.

d) VALIDACIÓN

Equivalentemente al proceso de validación presentado para la precipitación, se realiza una validación cruzada para evaluar la temperatura máxima y mínima. Es importante destacar que, en este caso, donde el producto originalmente estima inmediatamente sobre el pixel, la verificación se hace reemplazando el cálculo de cada uno de los pixeles de la grilla por la ubicación de la estación. La validación se realiza para las tres etapas consecutivamente, siempre excluyendo la estación contra la que se está evaluando en la calibración de los modelos de regresión múltiple. De esta manera, se logra evaluar efectivamente la capacidad del método no solo en el producto final, sino en cada una de sus etapas.

Como en el caso de la precipitación, se describe el desempeño del producto resultante en tres figuras. La primera (Figura 2.17) muestra ejemplos de los resultados para la temperatura máxima en tres estaciones de monitoreo: Chungará Ajata (DGA), Quinta Normal (DMC) y Bernardo O'Higgins (DMC). Los valores climatológicos de esta variable están correctamente reproducidos por el producto en los tres ejemplos, y la variabilidad interanual se ajusta de buena forma, también, en las dos estaciones del centro del país. Sin embargo, en la estación altiplánica el producto muestra una reproducción más deficiente de la variabilidad interanual observada.

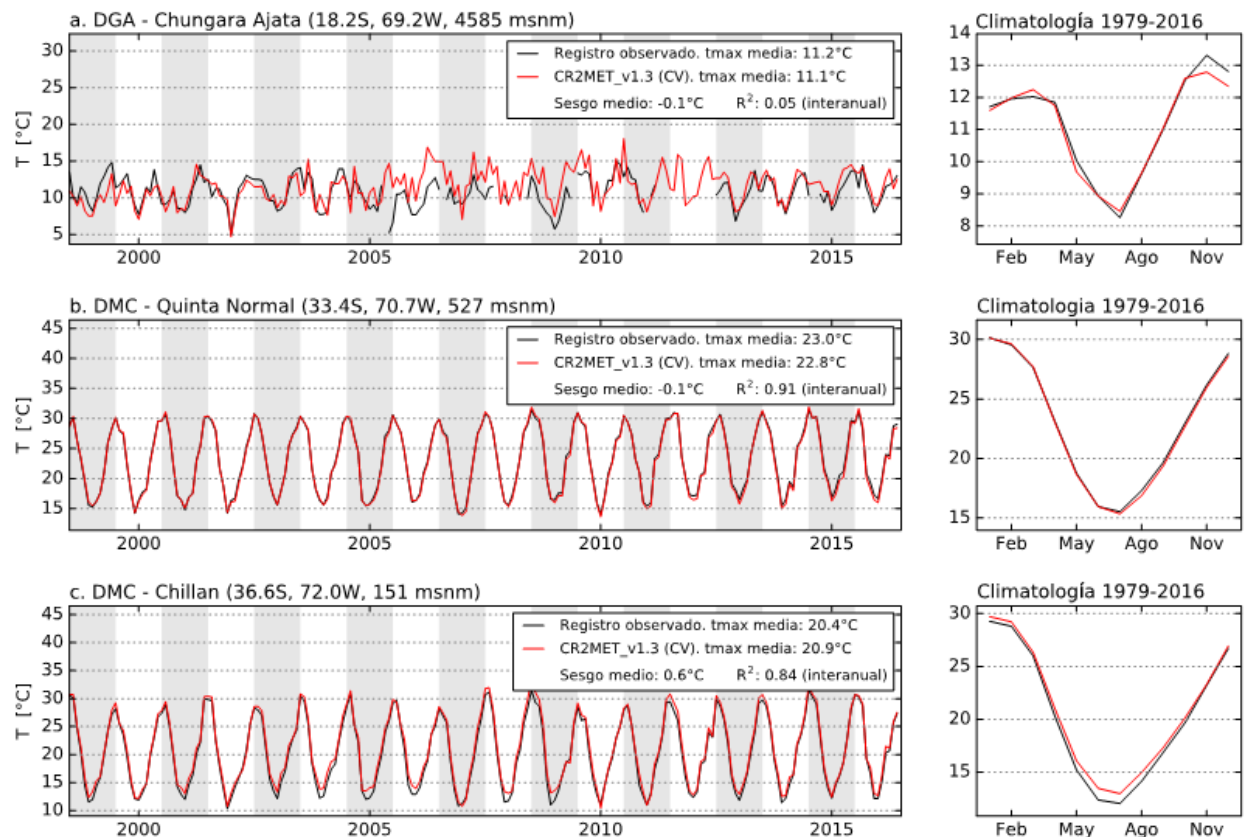


Figura 2.17: Series de temperatura diaria máxima (promedios mensuales) y climatologías, obtenido de registros locales (en negro) y estimados con metodología CR2MET y mediante validación cruzada (gráficos en rojo). Se muestran tres estaciones distribuidas a lo largo de la zona de estudio: Estación Chungará Ajata (DGA), en el altiplano (panel superior); estación Quinta Normal (DMC), en la región Metropolitana (panel central); y estación Bernardo O'Higgins (DMC) en Chillán (panel inferior).

El peor desempeño en la variabilidad se obtiene en la zona altiplánica, como la muestra la Figura 2.18. En general los coeficientes de determinación son más bajos que los obtenidos con la precipitación. Se detectaron en algunos casos, bajas correlaciones provocadas por inhomogeneidades no detectadas previamente en las series observacionales. A diferencia del caso de la precipitación, con una variabilidad interanual muy marcada, las métricas de covarianza (como R^2) a escala interanual son muy sensibles a pequeños errores en los registros de temperatura. Debido a esto, hay una dispersión bastante grande entre valores de R^2 obtenidos, cercanos a 0 y 1 en algunos casos (Figura 2.19).

Una forma de evaluar el resultado del producto desarrollado es comparando el mismo análisis realizado con ERA Interim, ilustrado también en la Figura 2.18. Como en el caso de la precipitación, se aprecia una mejora significativa en los índices que dan cuenta del sesgo y de la correlación temporal de la temperatura máxima.

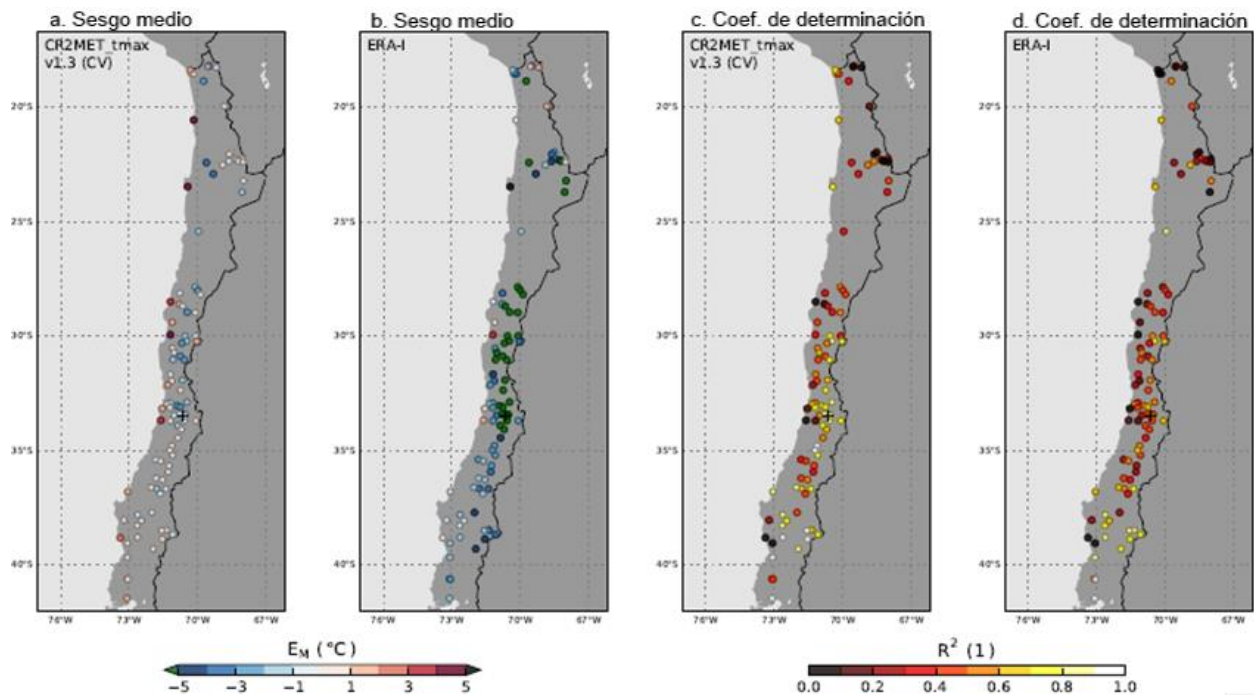


Figura 2.18: Diferencia entre la temperatura diurna máxima (promedio anual, 1979-2016) obtenida mediante validación cruzada con CR2MET y valores observados (a). Coeficientes de determinación entre valores anuales de temperatura máxima estimados y observados (c). Los paneles (c) y (d) ilustran el mismo análisis, pero para la temperatura máxima del reanálisis ERA Interim.

Las Figura 2.19 y Figura 2.20 sintetizan el análisis de evaluación de la temperatura máxima y mínima, respectivamente. En estas figuras, los sesgos de los promedios anuales del producto, respecto de las observaciones locales, así como su co-variabilidad temporal (R^2), se muestran para las zonas norte y centro de Chile (se indica el promedio sobre las estaciones correspondientes, además de los percentiles 5% y 95%). Además del producto desarrollado y su contraparte obtenida por evaluación cruzada, se indican los índices obtenidos para las variables correspondientes de ERA Interim de los productos globales CPC y BEST.

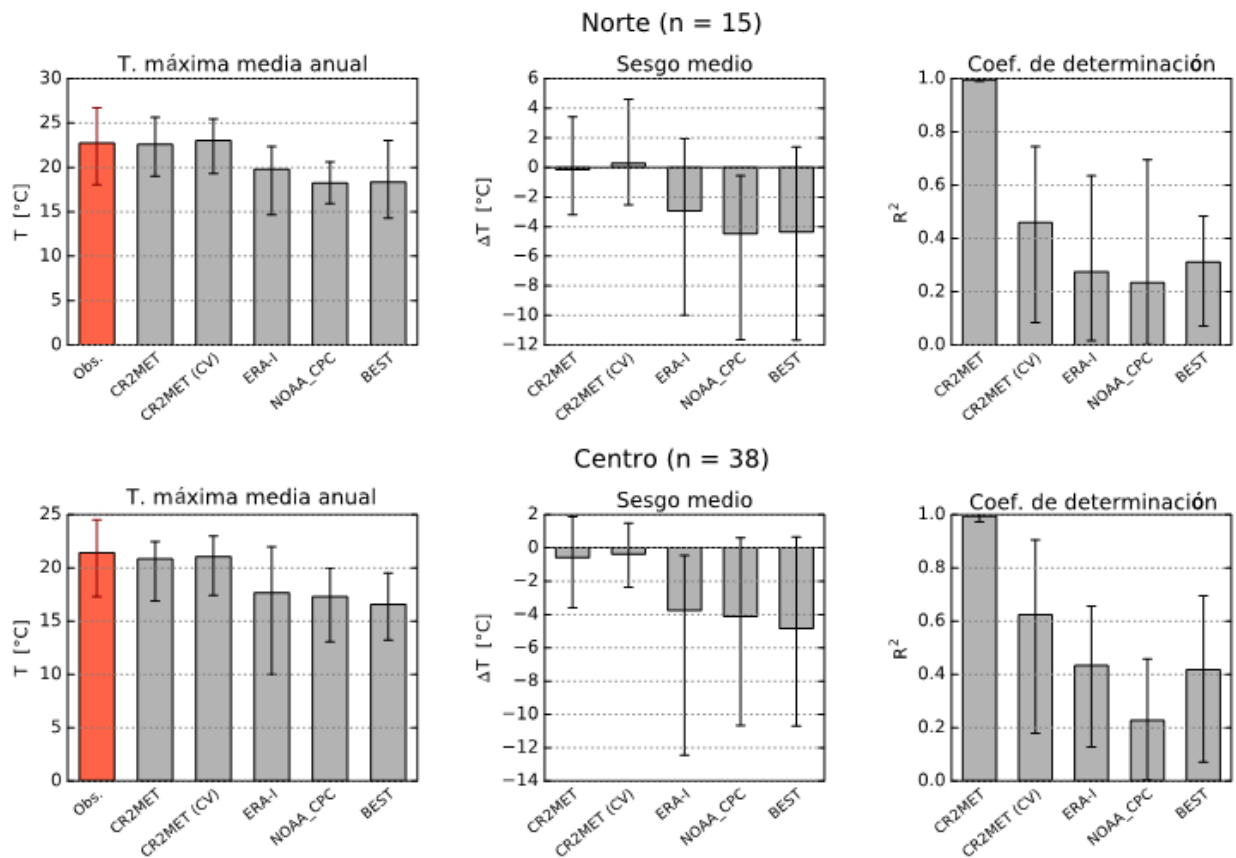


Figura 2.19: Comparación entre la temperatura diaria máxima (promedio anual, 1979-2016) observada en estaciones meteorológicas y derivada para dichas estaciones de distintos productos: CR2MET, CR2MET_CV (evaluación cruzada), ERA Interim, NOAA_CPC Y BEST. La temperatura media (paneles a la izquierda), el sesgo (centro) y el coeficiente de determinación (derecha), calculados respecto del valor observado, corresponden a promedios sobre 15 estaciones ubicadas en el norte de Chile (17-30°S; paneles superiores) y 38 estaciones en Chile central (30-37°S; paneles inferiores). La barra de error indica el percentil 5% y 95% sobre el conjunto de estaciones en la métrica correspondiente.

La Figura 2.21 muestra una comparación entre los valores estimados por CR2MET-CV y los observados, para las temperaturas máximas anuales (panel izquierdo) y temperaturas mínimas anuales (panel derecho). Se observa una alta correlación entre los valores estimados, tanto para temperaturas máximas y mínimas.

Tanto la versión final de los productos CR2MET de temperatura máxima y mínima, y sus estimaciones por evaluación cruzada, dan cuenta de diferencias menores con los valores observados a lo largo de la zona de estudio. Comparativamente, los otros productos evaluados tienen sesgos sustanciales. Los sesgos de estos productos responden, en parte, a su menor resolución espacial. Los coeficientes de determinación son bajos en la mayoría de los casos, en parte debido a los errores en los registros observacionales descritos anteriormente. Sin embargo, el análisis comparativo de los distintos productos sobre el mismo grupo de estaciones da cuenta de un mejor desempeño global de producto CR2MET, sobre todo en la temperatura máxima.

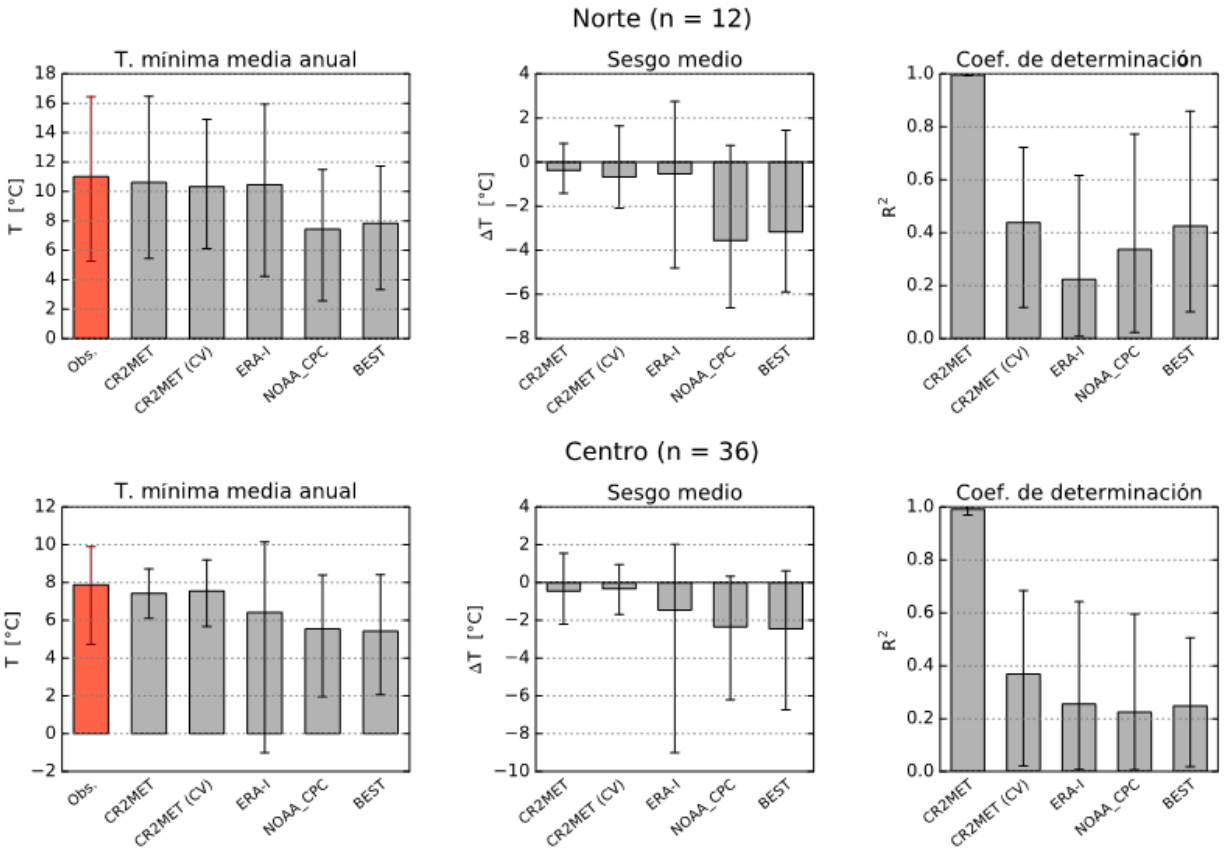


Figura 2.20: Comparación entre la temperatura diaria mínima (promedio anual, 1979-2016) observada en estaciones meteorológicas y derivada para dichas estaciones de distintos productos: CR2MET, CR2MET_CV (evaluación cruzada), ERA Interim, NOAA_CPC Y BEST. La temperatura media (paneles a la izquierda), el sesgo (centro) y el coeficiente de determinación (derecha), calculados respecto del valor observado, corresponden a promedios sobre 12 estaciones ubicadas en el norte de Chile (17-30°S; paneles superiores) y 36 estaciones en Chile central (30-37°S; paneles inferiores). La barra de error indica el percentil 5% y 95% sobre el conjunto de estaciones en la métrica correspondiente.

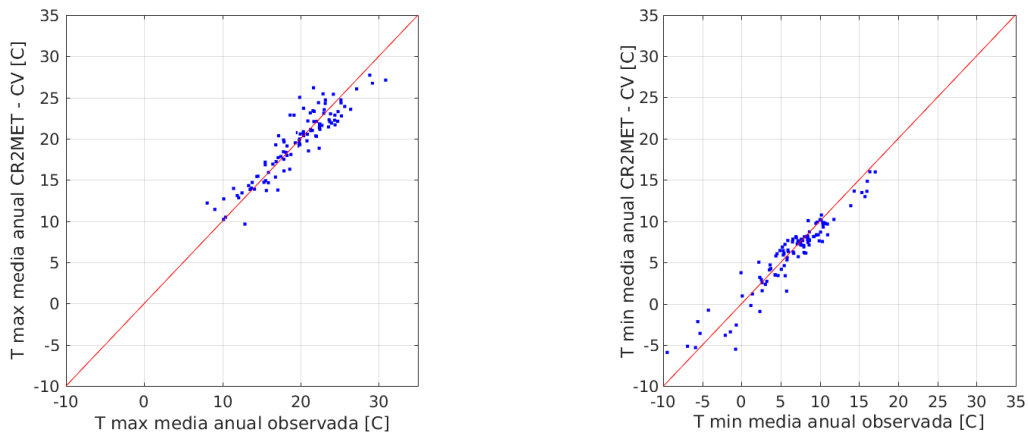


Figura 2.21. Comparación entre valores observados y estimados por CR2MET-CV de valores medios anuales de temperaturas máximas y mínimas.

IV. TEMPERATURA MEDIA

La temperatura a dos metros utilizada como forzante final en el modelo hidrológico VIC corresponde a promedios tri-horarios, calculados a partir de la misma variable disponible desde un reanálisis, además de las temperaturas extremas diurnas de un reanálisis y del producto descrito en la sección anterior. Esto supone una actualización en dos frentes: por un lado, se reemplaza el uso de las temperaturas mínimas, medias y máximas de ERA Interim por la utilización de las obtenidas desde el producto ERA-blend desarrollado; por otro lado, las temperaturas máximas y mínimas descritas por el producto fueron modificadas según todo lo descrito anteriormente.

Se establece un sistema de ecuaciones para definir, cada día, los parámetros de un modelo lineal simple, como se presenta en la ecuación (2.1)

$$T_{3h}^{prod}(d, h) = \alpha(d) + \beta(d) * T_{3h}^{ERABlend}(d, h) \quad (2.1)$$

Donde T_{3h}^{prod} y $T_{3h}^{ERABlend}$ son el promedio trihorario buscado y del reanálisis, respectivamente. Para obtener los parámetros α y β , se plantea un sistema de ecuaciones utilizando las temperaturas mínimas y máximas del producto y del reanálisis (variables conocidas), según la ecuación (2.2)

$$\begin{aligned} \max[T_{eh}^{prod}(d)] &= \alpha(d) + \beta(d) * \max[T_d^{ERABlend}(d)] \\ \min[T_{eh}^{prod}(d)] &= \alpha(d) + \beta(d) * \min[T_d^{ERABlend}(d)] \end{aligned} \quad (2.2)$$

V. MAGNITUD DEL VIENTO

En magnitud de viento, la mejora corresponde a estimar sus valores desde el producto de reanálisis ERA blend desarrollado, en lugar de obtenerlos desde el reanálisis ERA Interim. La Figura 2.22 muestra los valores medios anuales de magnitud del viento estimados según cada producto, así como sus diferencias. En general, los valores de magnitud de viento tienden a aumentar a lo largo de todo el territorio nacional. Una excepción a este aumento se observa en algunos sectores cordilleranos y ciertos sectores costeros.

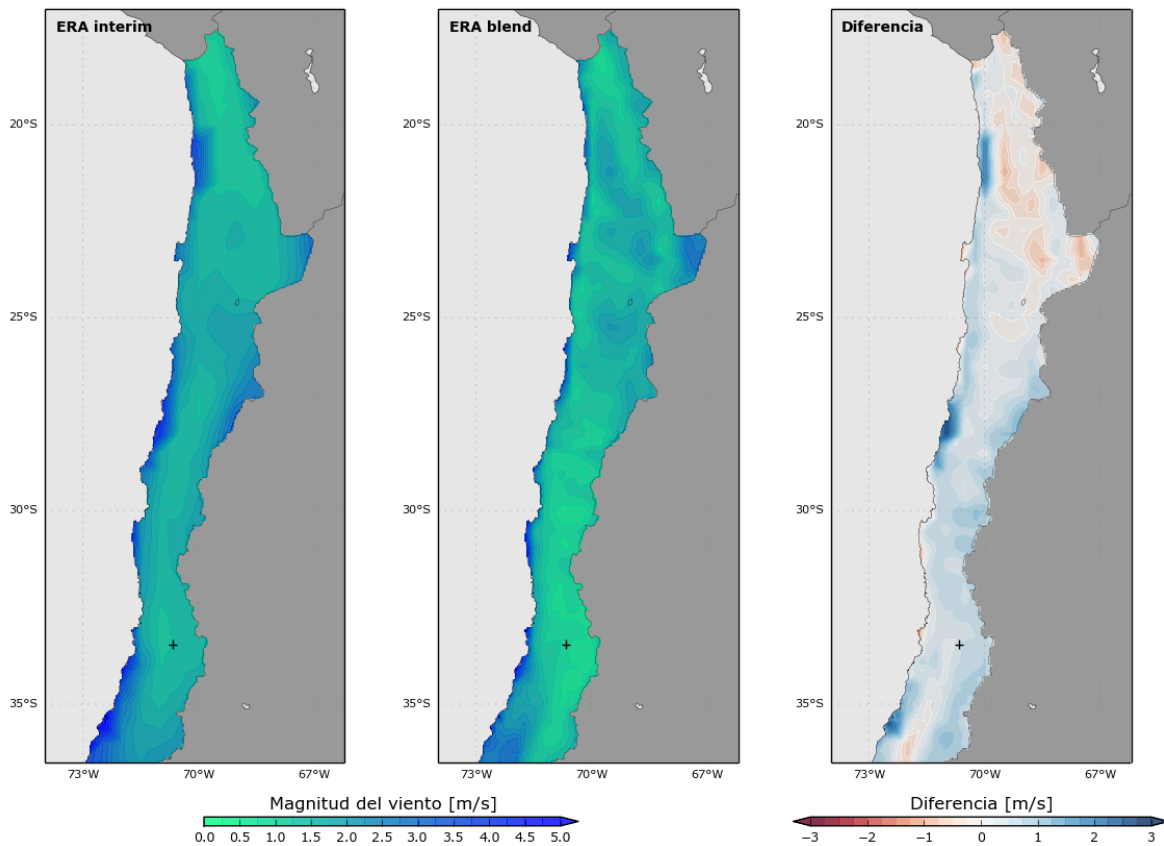


Figura 2.22: Magnitud del viento media anual del periodo 1979-2016 obtenida desde ERA Interim (panel izquierdo), ERA blend (panel central) y diferencia (panel derecho) entre los valores estimados según cada producto.

Los cambios más drásticos en general ocurren en el sector costero, donde se observan disminuciones notorias, y en el sector del valle central donde se observan aumentos de los valores estimados por el producto actualizado. En esta variable no se detectaron sesgos sistemáticos al compararse con registros.

Los valores estimados por medio de este procedimiento no presentaron sesgos identificables con respecto a latitud, longitud o elevación, por lo que son utilizados sin ninguna corrección posterior.

VI. HUMEDAD RELATIVA

Esta variable presenta un replanteamiento de su forma de cálculo con respecto a lo ocupado en etapas anteriores (DGA, 2017a). Para la estimación de esta variable, durante esta etapa, se plantea su cálculo solamente en función de información obtenida desde el producto de reanálisis ERAblend.

Debido a que los reanálisis no entregan resultados de humedad relativa directamente, se calcula mediante la ecuación (2.3):

$$HR = \frac{e_s(T_d)}{e_s(T_m)} \quad (2.3)$$

Donde $e_s(T_d)$ representa la presión de vapor de saturación de la temperatura de rocío y $e_s(T_m)$ es la presión de vapor de saturación de la temperatura media.

Las variables de temperatura de rocío y temperatura media se obtienen directamente desde los reanálisis, a escala temporal trihoraria. La presión parcial de vapor de ambas temperaturas es calculada por medio de la ecuación de August-Roche-Magnus, cuya fórmula se presenta en la ecuación (2.4).

$$e_s(T) = 6.1094 \exp\left(\frac{17,625 \cdot T}{T + 243,04}\right) \quad (2.4)$$

Donde $e_s(T)$ es la presión de vapor de saturación a la temperatura T expresada en hPa y T es la temperatura a evaluar expresada en °C.

El panel central de la Figura 2.23 muestra los valores de la humedad relativa media anual obtenida utilizando las temperaturas estimadas por el producto ERAblend. A modo comparativo, en el panel izquierdo se muestran los mismos valores, pero calculados utilizando el producto ERA Interim como base. El panel derecho presenta la diferencia entre ambas estimaciones. Este panel en particular destaca donde es posible ver diferencias significativas en el planteamiento físico de ambos productos de reanálisis. ERAblend plantea cambios importantes respecto a ERA Interim, con tendencias al aumento de valores en los sectores costeros, y a la disminución en los sectores de cordilleros de mayor altura.

A pesar de estas mejoras considerables asociadas al cambio de producto de reanálisis atmosférico utilizado, se detectó que este producto presenta ciertos sesgos asociados a la elevación. Utilizando información de estaciones de las redes del Instituto de Investigaciones Agropecuarias (INIA), Centro de Estudios Avanzados de Zonas Áridas (CEAZA) y de la Dirección Meteorológica de Chile (DMC). La Figura 2.24 ejemplifica el sesgo obtenido de los valores de humedad relativa, considerando todo el periodo donde se contaba con información consecuente. En ella se observa como estaciones ubicadas a baja cota presenta un sesgo negativo, mientras que estaciones con una mayor elevación presentan un sesgo positivo. Es decir, en sectores cordilleros se estima una mayor humedad relativa que la registrada, mientras que en sectores costeros y del valle se tienen valores menores a lo registrado. Para corregir esto, se realiza una corrección en función de la elevación para remover este sesgo. Esta corrección es realizada calculando separadamente para cada mes un gradiente de corrección y aplicándolo sobre cada uno de los pixeles del producto, en función de su elevación.

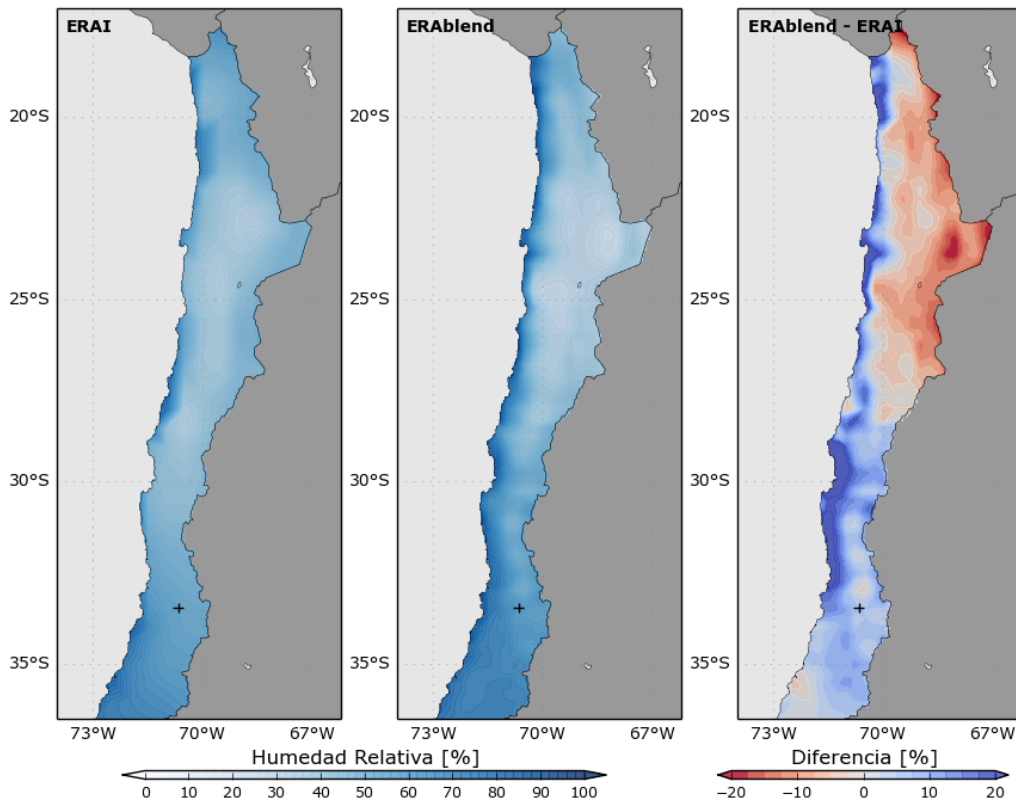


Figura 2.23: Comparación de valores de humedad relativa media anual para el periodo 1979-2016, calculadas utilizando diferentes productos de reanálisis: ERA Interim (panel izquierdo) y ERAblend (panel central), así como las diferencias entre ambos productos (panel izquierdo).

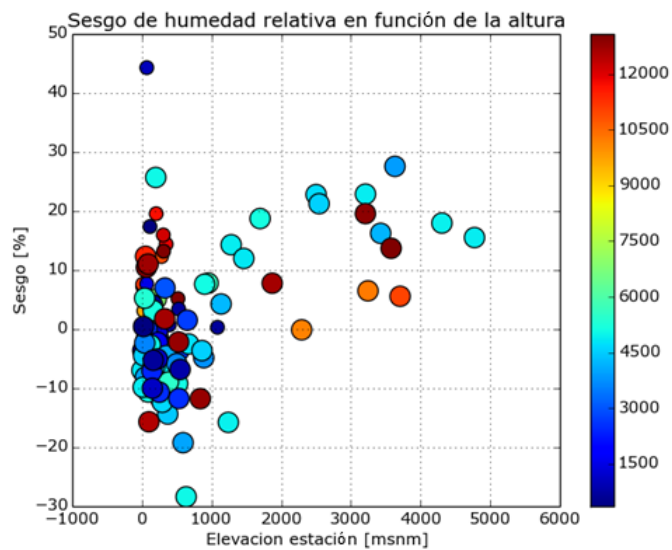


Figura 2.24: Sesgo de valores medios anuales estimados en función de la altura. Cada punto de la figura representa una estación donde se tienen registros de valores de humedad relativa. El número de datos utilizados del que dispone cada estación se muestra en función del gradiente de colores asociados a cada punto.

Se presenta en la Figura 2.25 una comparación entre los valores pre-corrección y posterior a la corrección, así como una distribución espacial del ajuste realizado. La figura muestra claramente como los sesgos corregidos son más importantes en los sectores cordilleranos, aunque en algunos sectores costeros o del valle central se realizan correcciones de sesgo positivas.

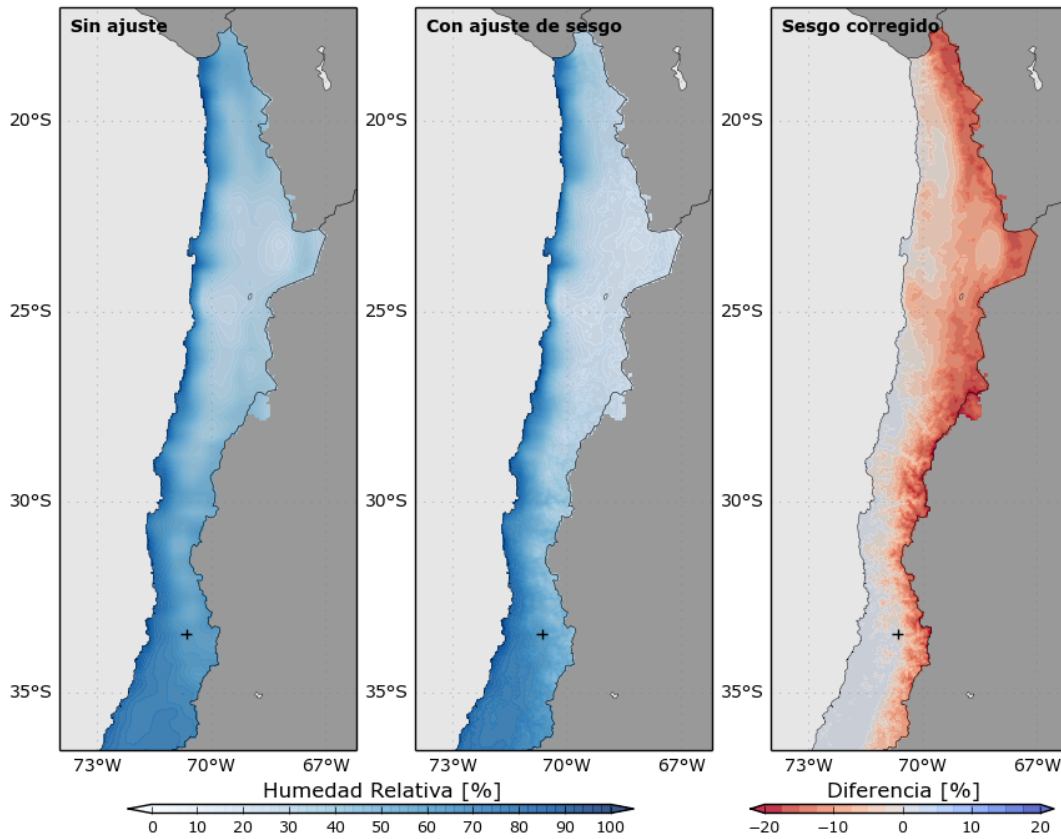


Figura 2.25: Comparación del producto de humedad relativa desarrollado pre (panel izquierdo) y post corrección (panel central) de sesgo por altura. El valor neto medio de ajuste anual se muestra en el panel derecho.

2.2.3 ESCENARIOS DE CAMBIO CLIMÁTICO

I. ANTECEDENTES

De acuerdo a la Organización Meteorológica Mundial (WMO por sus siglas en inglés), el cambio climático hace referencia a una variación estadísticamente significativa tanto en el estado medio del clima como en su variabilidad, y dicha condición tiene un componente de persistencia en el tiempo (típicamente décadas o más). Cambios climáticos pueden ser atribuibles a procesos internos naturales del sistema terrestre, o a factores externos (antropogénicos).

Varias instituciones internacionales de investigación en ciencias atmosféricas y clima desarrollan modelos globales de clima acoplados (GCMs, por sus siglas en inglés), los cuales consideran el conjunto de procesos físicos, químicos y biológicos fundamentales para la representación en el sistema climático. Estas plataformas de modelación son herramientas fundamentales en la evaluación del clima presente, y de escenarios de clima históricos y futuros. En particular, las proyecciones climáticas se realizan considerando supuestos de concentraciones de gases de efecto invernadero (GEI) en la atmósfera, entre otras forzantes naturales y antrópicas.

Con el fin de mancomunar esfuerzos, y poder comparar los resultados de las distintas iniciativas, el Programa de Investigación Global del Clima (*World Climate Research Programme, WCRP*) y el proyecto asociado de Intercomparación de modelos Acoplados (*Coupled Model Intercomparison Project, CMIP*), han definido distintos escenarios de forzantes climáticas, con emisiones y concentraciones equivalentes de GEI. En la fase reciente de CMIP (CMIP-5), se han definido escenarios futuros de Concentración Representativos (*Representative Concentration Pathways, RCP*; Moss et al., 2010) que definen la evolución temporal de los gases de efecto invernadero en la atmósfera (Figura 2.26). Estos escenarios se reconocen por la perturbación en el balance radiativo al tope de la atmósfera equivalente al año 2100, con respecto a niveles preindustriales. Así, los escenarios con menor y mayor esfuerzo en la reducción emisiones de GEI prevén, respectivamente, un *forzamiento radiativo* equivalente a 8,5 y 2,6 W/m² en 2100 (RCP2.6 y RCP8.5). En CMIP-5 se incluyen, también, otros dos escenarios con medidas de mitigación intermedias (RCP4.5 y RCP6.0).

Las proyecciones climáticas obtenidas con estos escenarios se describen en detalle en el quinto informe de evaluación del Grupo 1 del IPCC (IPCC, 2013). En general, hacia 2100 se proyecta un aumento en la temperatura global media en torno a 1.0 y 4.0°C respecto de la condición presente, para los escenarios RCP2.6 y RCP8.5, respectivamente (Figura 2.26). El aumento de temperatura se simula en casi todas las regiones del globo, aunque son de mayor magnitud en el hemisferio norte y zonas continentales.

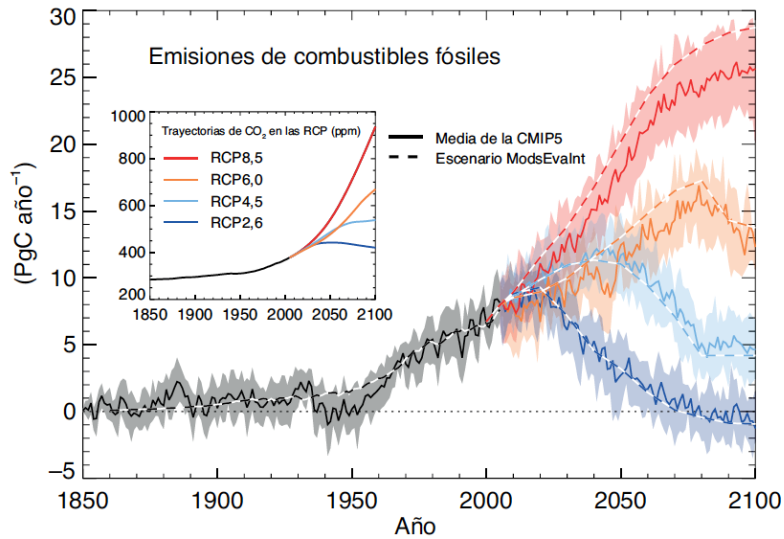


Figura 2.26: Emisiones de combustibles fósiles compatibles simuladas mediante los modelos CMIP5 para los cuatro escenarios RCP. Series temporales de emisiones anuales. Las líneas discontinuas representan las estimaciones históricas y emisiones de los distintos escenarios RCP calculadas mediante los modelos de evaluación integrados utilizados para definir los escenarios RCP, las líneas continuas y los penachos muestran resultados de los modelos del sistema Tierra de la CMIP5. Fuente: Resumen técnico del quinto informe de evaluación del IPCC (IPCC, 2013).

Un efecto notable del incremento de GEI es la intensificación del ciclo hidrológico a escala global, el cual se obtiene como respuesta al aumento de temperatura y humedad en la atmósfera (Held y Soden, 2000). Sin embargo, aunque la precipitación aumenta en promedio global, los cambios en esta variable no son uniformes y varias regiones del globo muestran una tendencia hacia un clima más seco (Figura 2.27). Muchas de estas regiones —la mayoría ubicada zonas subtropicales— tienen recursos hídricos limitados en el presente y son, por lo tanto, particularmente vulnerables a tendencias que apunten hacia una mayor escasez hídrica.

Varias regiones de Chile son un ejemplo de zonas vulnerables a déficit de precipitación. Esta vulnerabilidad se evidencia en el conjunto de impactos socio-económicos y ecológicos provocados por la sequía prolongada que afecta varias regiones de Chile desde 2010 (e.g., Aldunce *et al.*, 2017; Garreaud *et al.*, 2017; González *et al.* 2018). Por su parte, las señales de cambio climático simuladas por modelos de clima contemporáneos son particularmente sistemáticas en mostrar una disminución de precipitación en un sector extendido del Pacífico sur-oriental, afectando regiones centro y sur de Chile (Figura 2.27).

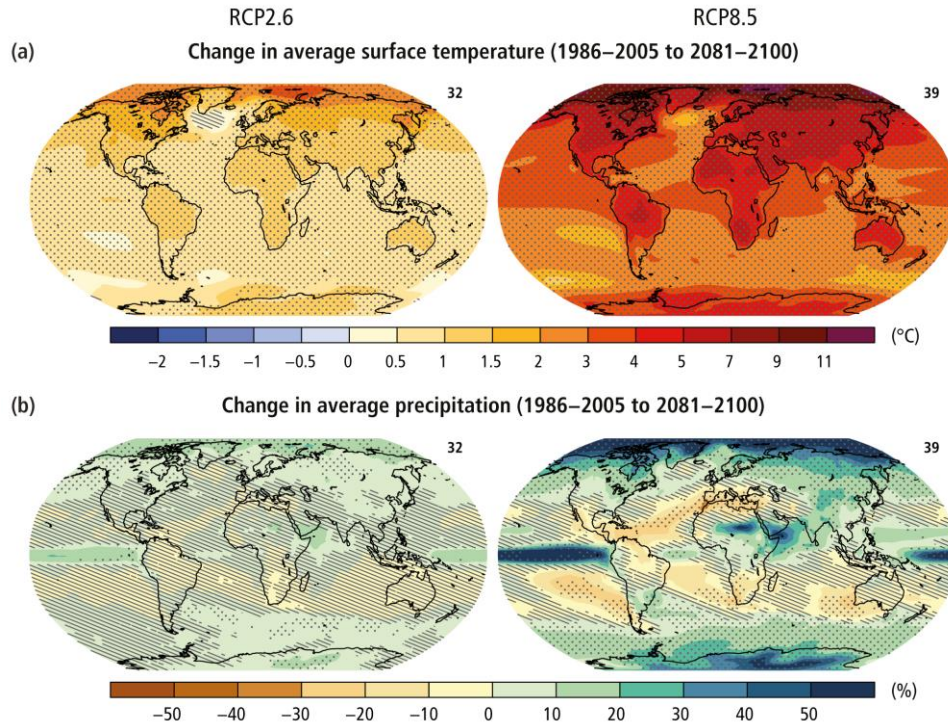


Figura 2.27: Cambios en la temperatura superficial promedio (a) y cambios en precipitación promedio (b) basados en las proyecciones medias de un conjunto de modelos para el periodo 2081-2100 relativo al periodo 1986-2005 bajo un escenario RCP2.6 (izquierda) y RCP8.5 (derecha). El número de modelos usado para calcular el promedio multi-modelo se indica en la esquina superior derecha de cada panel. Las áreas punteadas muestran regiones donde el cambio proyectado es grande respecto a la variabilidad natural y donde al menos un 90% de los modelos concuerdan en el signo del cambio. Las áreas achuradas muestran regiones donde el cambio proyectado es menor a una desviación estándar de la variabilidad natural interna. Fuente: IPCC (2013).

Varios estudios basados en observaciones han descrito cambios en el régimen de precipitación de Chile y su impacto en la hidrología regional, coherentes con las tendencias esperadas en respuesta al forzamiento antrópico (Aceituno *et al.*, 1993; Minetti *et al.*, 2003; Haylock *et al.*, 2006; Vicuña *et al.*, 2011; Cai *et al.*, 2012; Quintana y Aceituno, 2012; Purich *et al.*, 2013; Vera y Díaz, 2015; Boisier *et al.*, 2018, 2016). En particular, en Boisier *et al.* (2016) se analizó un periodo reciente con una tendencia negativa de precipitación muy marcada en Chile central (1979-2014). Se identificó que las causas de la tendencia observada tienen un origen tanto natural como antrópico, este último contribuyendo en aproximadamente un tercio de la señal total de cambio. Estudios recientes muestran que las tendencias de mayor plazo (1960-presente) en el centro y sur de Chile son, en gran medida, causados por cambios globales, con una contribución importante del incremento de GEI y la reducción del ozono estratosférico. Este último factor explicaría la tendencia negativa de precipitación de gran magnitud observada en el sur de Chile en verano (reducción cercana a 8% por década; Boisier *et al.*, 2018).

Estudios de cambios en temperatura en Chile muestran resultados coherentes con la señal de cambio climático, aunque con notables particularidades en algunas regiones del país (e.g., Falvey y Garreaud, 2009; Schulz *et al.*, 2012; Vuille *et al.*, 2015). En particular, estos estudios muestran que, contrario a la

tendencia global, en los sectores costeros del norte de Chile ha habido una disminución de la temperatura media de 0,2°C/década aproximadamente. Sin embargo, en los valles interiores de Chile y en zonas precordilleranas, se registra un aumento de temperaturas de aproximadamente 0,25°C/década. Los cambios de temperatura en niveles atmosféricos por sobre la capa límite tampoco presenta un enfriamiento, sino un aumento de temperatura –en general– consistente con las tendencias globales. Por su parte, el enfriamiento costero observado desde fines de la década de 1970 se asocia con un cambio de fase en la Oscilación Decadal del Pacífico (PDO), y no se replica cuando se consideran periodos mayores para el cálculo de tendencias.

II. SELECCIÓN DE ESCENARIO Y MODELOS

Las simulaciones hidrológicas futuras realizadas en este estudio consideran el escenario RCP8.5 y un subconjunto de cuatro GCMs de entre varios de modelos evaluados en CMIP-5. La elección del escenario RCP8.5, considerando una trayectoria de emisiones de GEI con tasas similares a las actuales, busca establecer un límite superior en los efectos de cambio climático. Cabe destacar que, en términos de concentración de GEI, los escenarios RCPs se distinguen en la segunda mitad del siglo XXI, principalmente, siendo la elección del escenario menos determinante en proyecciones de menor plazo, como la evaluada en este estudio. Para la selección de los cuatro GCMs (Tabla 2-8), se aplicaron una serie de criterios, descritos con mayor detalle en DGA (2017). De forma resumida, estos criterios consideran:

1) Respuesta regional a modos globales de variabilidad climática. Se consideró la influencia de El Niño/Oscilación del Sur (ENSO) y el Modo Anular del hemisferio sur (SAM) en la variabilidad de precipitación en Chile. Así, aquellos GCMs que no representan esta influencia fueron descartados.

2) Sensibilidad climática. La sensibilidad climática se refiere a la respuesta global del sistema climático a una cierta forzante externa. Típicamente se considera el cambio en la temperatura media del planeta como respuesta a un doblamiento en la concentración de GEI. En DGA (2017) se identificaron modelos con sensibilidades bajas, medias y altas.

3) Cambios regionales. Se evaluaron los cambios de temperatura y precipitación en Chile entre el periodo 2030-2060 y el presente, según el escenario RCP8.5. Como con el criterio anterior (2), se buscó un conjunto heterogéneo de modelos según este criterio de sensibilidad local.

Tabla 2-8. Modelos global de clima seleccionados para representar las proyecciones de cambio climático en el presente estudio.

Modelo	Institución	Sensibilidad climática
CSIRO-MK3-6-0	Commonwealth Scientific and Industrial Research Organization in collaboration with Queensland Climate Change Centre of Excellence, Australia.	Baja Extrema
CCSM4	National Center for Atmospheric Research, USA.	Baja moderada
MIROC-ESM	Agency for Marine-Earth Science and Technology, Atmosphere and Ocean Research Institute (University of Tokyo), and National Institute for Environmental Studies, Japan.	Alta moderada
IPSL-CM5A-LR	Institut Pierre-Simon Laplace, France.	Alta extrema

III. TÉCNICAS DE ESCALAMIENTO

Las proyecciones de cambio climático se basan en simulaciones numéricas con GCMs que abarcan todo el globo, en mallas generalmente gruesas (mayores a 100 Km). Una evaluación de cambio climático a escala regional, así como el impacto en la hidrología continental, necesita de un método que traduzca información de GCM en efectos regionales. Estos métodos de regionalización se clasifican típicamente en dos familias: dinámicas y estadísticas. Ambos métodos se pueden nutrir de variables simuladas con GCMs. La regionalización dinámica utiliza simulaciones adicionales mediante un modelo de circulación regional (alta resolución) en una cierta región de interés, forzadas en los límites del dominio espacial con datos de GCM. Este método tiene varias ventajas, como la provisión de múltiples variables, consistentes físicamente unas con otras. Sin embargo, las simulaciones regionales tienen un costo relativamente elevado en tiempo de cómputo, y sus resultados están sujetos a sesgos inherentes al modelo regional utilizado. Por estos motivos, en este proyecto no se consideró la utilización de un modelo de circulación regional para proyecciones de variables meteorológicas.

Como en el caso de este proyecto, si se busca evaluar cambios en variables que sean coherentes con registros históricos, o con una estimación basada en observaciones, los métodos de regionalización estadísticos son una buena alternativa (Hamlet *et al.*, 2010; Tryhorn y Degaetano, 2011; Cavazos y Arriaga-Ramírez, 2012). La mayoría de los enfoques de escalamiento estadístico se basan en el supuesto que la relación estadística entre la información de los GCM y los datos observados establecida en el periodo de línea base se mantiene constante en escenarios climáticos futuros (Wilby *et al.*, 1998). Algunos métodos plantean relaciones entre distintas variables atmosféricas a utilizar como predictor (alturas geopotenciales, humedad específica, cobertura de nube, etc.) y la precipitación en un punto de interés (Zorita y von Storch, 1999), aunque otros autores proponen utilizar directamente la precipitación estimada como predictor (Schmidli *et al.*, 2006; Iizumi *et al.*, 2011). El método de corrección de sesgo y desagregación espacial, que presenta un enfoque de mapeo probabilístico para corregir el sesgo de las interpolaciones de información de GCM, ha sido utilizado exitosamente en estudios de impacto del cambio climático sobre recursos hídricos dentro del contexto nacional (Gómez, 2013; Bobadilla, 2015; Cepeda, 2017) e internacional (Vanrheenen *et al.*, 2004; Hayhoe *et al.*, 2006).

Un enfoque estadístico simple corresponde en introducir cambios en una variable de referencia, siguiendo las proyecciones de un GCM. Se puede, por ejemplo, introducir un cambio absoluto de temperatura o aplicar un factor de ponderación a la precipitación. Este método, conocido comúnmente como “Delta”, es una aproximación razonable en algunos casos (e.g., Ramirez y Jarvis, 2010), pero no considera cambios temporales en otros aspectos de la distribución de frecuencia de la variable evaluada, como su varianza o extremos. Otra forma de aplicar un método tipo Delta, consiste en corregir el sesgo del GCM respecto de la observación en ambos periodos evaluados (ver ejemplo Figura 2.28). En este caso, se conserva el cambio en la distribución de frecuencia de la variable entre un periodo y otro, pero se mantiene buena parte de las diferencias entre el modelo y la referencia (salvo la media).

Como alternativa al método Delta, se pueden considerar los cambios temporales en los cuantiles de la distribución de probabilidad de la variable evaluada (*Quantile Mapping*, QM). Esta técnica corrige el sesgo de un GCM tomando en cuenta la distribución de la variable utilizada como referencia y la simulada para el tiempo presente. El método QM es aplicado en números casos por considerar cambios temporales en varios aspectos de una variable (Hayhoe *et al.*, 2007; Maurer y Hidalgo, 2008; Ahmed *et al.*, 2013; Gómez, 2013). Esta técnica es efectiva en remover sesgos relativos a observaciones, pero tiene el problema de amplificar o atenuar –en algunos casos de manera sustantiva– los cambios en el tiempo simulados por el GCM (Ehret *et al.*, 2012; Cannon *et al.*, 2016). En particular, en el escalamiento de precipitación diaria se puede representar erróneamente los efectos de eventos de baja intensidad, y sobrestimar valores extremos (Maraun, 2013). Cannon *et al.* (2016) propone un método alternativo, denominado QDM (*Quantile Delta Mapping*), que preserva los cambios absolutos (utilizados típicamente para temperatura) o relativos (e.g., precipitación) en los cuantiles, corrigiendo al mismo tiempo los sesgos en la distribución de frecuencia de la variable simulada, respecto de la referencia.

La Figura 2.28 ilustra las técnicas de escalamiento descritas, para un caso hipotético de ajuste de temperaturas simuladas para un periodo de tiempo presente (curva azul) y futuro (rojo), a un conjunto de referencia (negro). Se aprecia como los tres métodos corrigen el valor medio simulado para el tiempo presente. Sin embargo, el método Delta mantiene una distribución irreal de la variable simulada. El método QM, por su parte, muestra un buen ajuste en la distribución de la variable, pero amplifica los cambios en la media entre un periodo y otro. En este ejemplo se aprecia claramente la capacidad del método QDM de ajustar la variable simulada a la distribución de referencia, y mantener los cambios en el tiempo (absolutos) de los distintos percentiles.

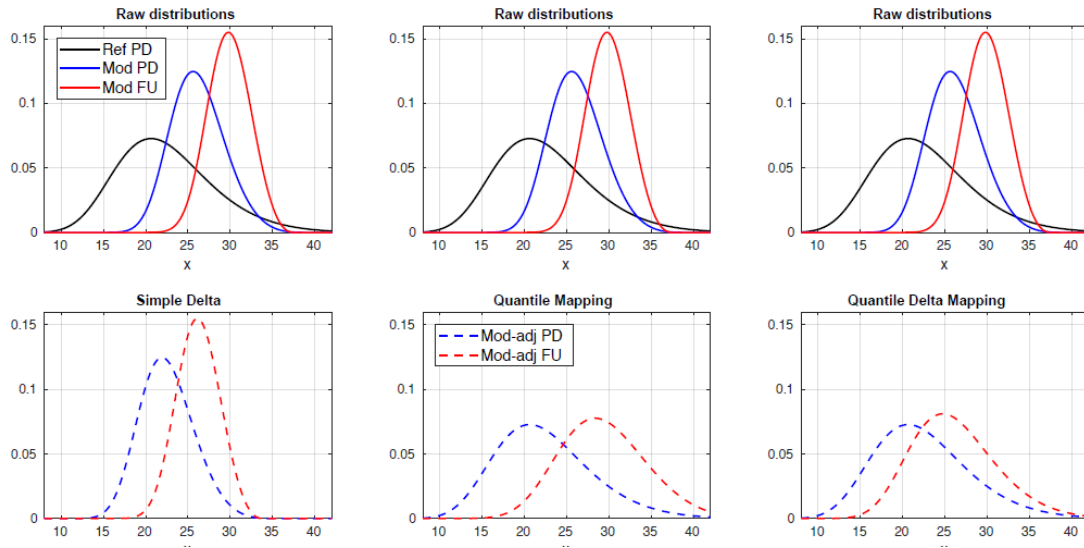


Figura 2.28: Comparación de distintas técnicas de escalamiento para la distribución de frecuencia de una variable, a partir de una muestra sintética de datos (paneles superiores). Las curvas continuas rojas y azules representan la variable a ajustar en dos periodos de tiempo (ej., presente y futuro), utilizando una variable de referencia (negro). Los paneles inferiores muestran el ajuste obtenido mediante el método Delta (izquierda), QM (centro) y QDM (derecha).

IV. RESULTADOS

En este proyecto se aplicó el método QDM para corregir las temperaturas diurnas máxima y mínimas de los GCMs seleccionados, así como también para escalar la precipitación. La necesidad de regionalizar las variables simuladas se evidencia al comparar las climatologías obtenidas directamente de los GCMs y las de los productos a 5 Km derivados de observaciones (ver Figura 2.29, Figura 2.30 y Figura 2.31). Debido a la baja resolución de los modelos y otros sesgos inherentes en ellos, se observan diferencias importantes con los datos de referencia, y entre los distintos GCMs evaluados. En particular, los modelos no logran representar el gradiente térmico entre alta montaña y los valles centrales, notable tanto en la temperatura máxima como mínima. En algunos casos, se observan diferencias cercanas a 10°C entre modelos, como entre IPSL-CM5A-LR y MIROC-ESM (temperatura máxima; Figura 2.29) o en la temperatura mínima en la zona costera del norte entre CCSM4 y CSIRO-Mk3.6. Las diferencias en la temperatura de la costa podrían dar cuenta de sesgos en los modelos en el mecanismo de surgencia de aguas frías en la costa, problema conocido y sistemático en GCMs. Cabe destacar, que más allá del detalle impuesto por la topografía local, en líneas generales, los modelos representan bastante bien el régimen de temperaturas de norte de Chile, en particular la amplitud del ciclo diurno característico en esta zona (en torno a 15-20°C; cf. Figura 2.29 y Figura 2.30).

Para ilustrar el método de regionalización, se muestran también en la Figura 2.29, Figura 2.30 y Figura 2.31 las climatologías de las variables escaladas para cada modelo, las que, por construcción, replican los valores obtenidos con del producto de referencia (CR2MET).

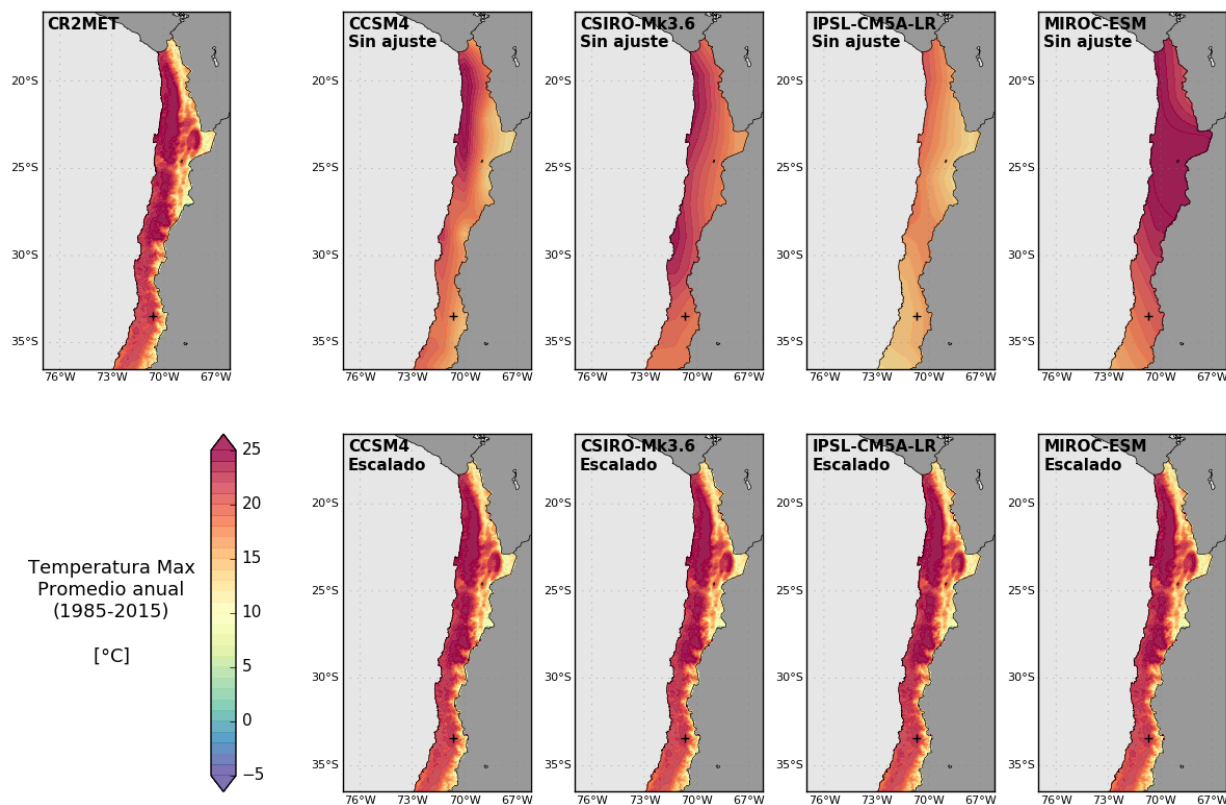


Figura 2.29: Promedios anuales climatológicos (1985-2015) de la temperatura diaria máxima. Se muestran los resultados del producto de temperatura CR2MET (referencia, panel a la derecha) y los obtenidos de los cuatro GCMs evaluados en este proyecto. Los paneles inferiores muestran los resultados del escalamiento para cada modelo, los que, por construcción, deben replicar la referencia.

Las diferencias entre modelos, y entre modelos y el producto CR2MET, son también evidentes al comparar los regímenes de precipitación en la región evaluada. Como ocurre con prácticamente todos los modelos de clima, no se representa bien la aridez extrema del norte del país. Si bien los GCMs simulan el gradiente meridional de precipitación, en la región de Atacama se aprecia una clara sobreestimación en todos los modelos evaluados (Figura 2.31). Los modelos CCSM4 y MIROC-ESM sobreestiman, también, el régimen de precipitación en el Altiplano, con valores medios en torno a 1000 mm. Por el contrario, la acumulación en las zonas cordilleranas del centro de Chile está significativamente subestimada en las simulaciones de GCMs. Este rasgo es común en modelos de baja resolución espacial. En estos modelos, la influencia de los Andes sobre el flujo zonal está sub-representado, subestimando así la componente de precipitación orográfica característica en cordillera.

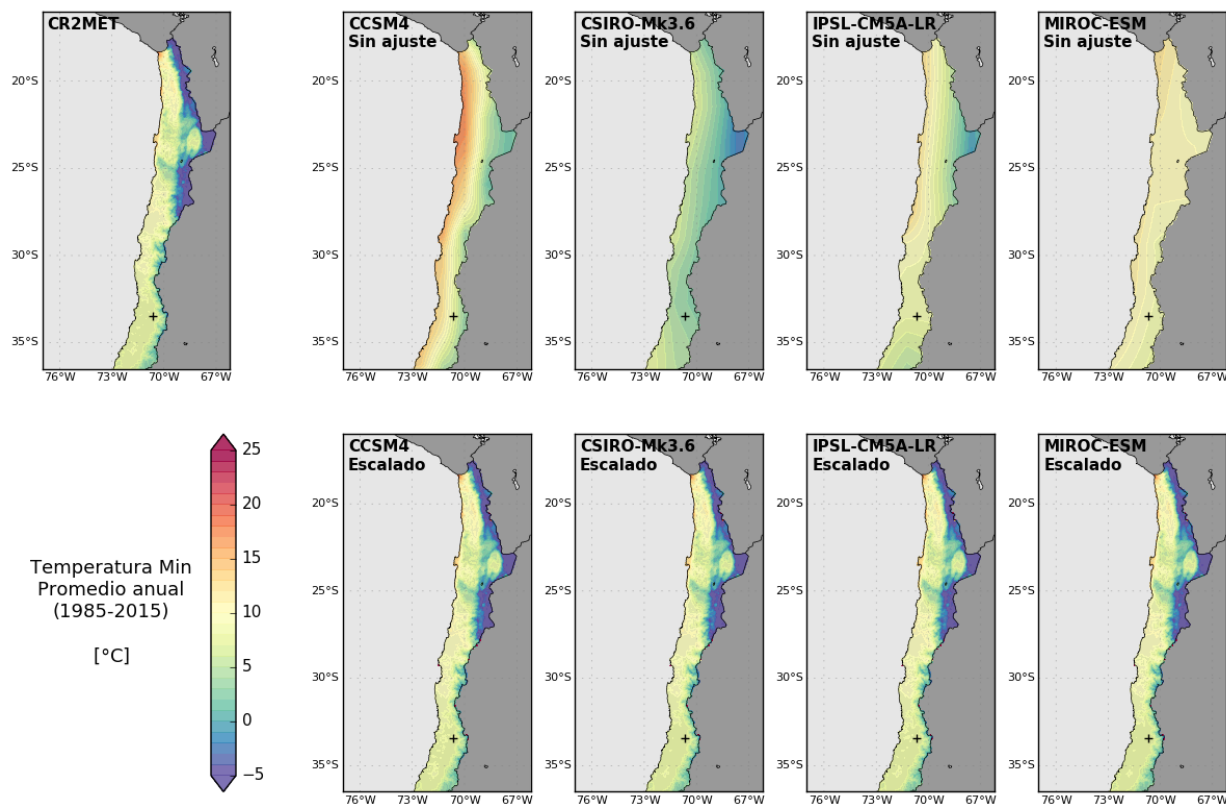


Figura 2.30 Promedios anuales climatológicos (1985-2015) de la temperatura diaria mínima. Se muestran los resultados del producto de temperatura CR2MET (referencia, panel a la derecha) y los obtenidos de los cuatro GCMs evaluados en este proyecto. Los paneles inferiores muestran los resultados del escalamiento para cada modelo, los que, por construcción, deben replicar la referencia.

La Figura 2.32 muestra los cambios de temperatura máxima y mínima proyectados hacia el futuro por cada GCM regionalizado. Cabe recordar que, para estas variables, el resultado del método QDM conserva los cambios originales de los modelos, tanto en medias como en cuantiles. Coherente con los diagnósticos de cambio climático a escala global, según el escenario RCP8.5, todos los modelos muestran un aumento de temperatura en la zona de estudio hacia 2030-2060, en torno a 1°C y 2.5°C. El aumento de temperatura máxima es levemente superior que el de temperatura mínima. Se pueden constatar, también, cambios de mayor magnitud en la zona norte respecto del centro del país. A pesar de la baja resolución de los GCMs, se distingue en algunos modelos (sobre todo en CCSM4) un aumento mayor en la zona cordillerana, respecto de las zonas costeras, coherente con la amplificación de cambios de temperatura en los continentes observado en otras regiones del globo. Las proyecciones muestran, también, algunas diferencias significativas entre modelos. En particular, el modelo CCSM4 prevé cambios de temperatura de menor magnitud respecto de los otros tres GCMs evaluados.

La Figura 2.33 muestra el cambio en el decil superior de temperatura máxima en el verano austral (diciembre a febrero), obtenido de las simulaciones escaladas. Esta figura muestra las ventajas de la metodología de regionalización adoptada con respecto al método Delta, que solo considera cambios en la media. Con el enfoque QDM, se conservan los cambios en la distribución de frecuencia de variable evaluada. Análogamente, la Figura 2.34 muestra los cambios proyectados para el decil inferior de la

temperatura mínima en el periodo de invierno. Como en el caso de la temperatura media, ambas variables exhiben un aumento de magnitud variable. Destaca, por ejemplo, el aumento del decil superior en temperatura máxima en cordillera en el modelo CCSM4, cercana a 3°C, modelo con un cambio en la temperatura media moderado respecto de los otros GCMs evaluados. El mismo modelo muestra un cambio en decil inferior de temperatura mínima bastante más bajo que los otros modelos en el extremo norte del país.

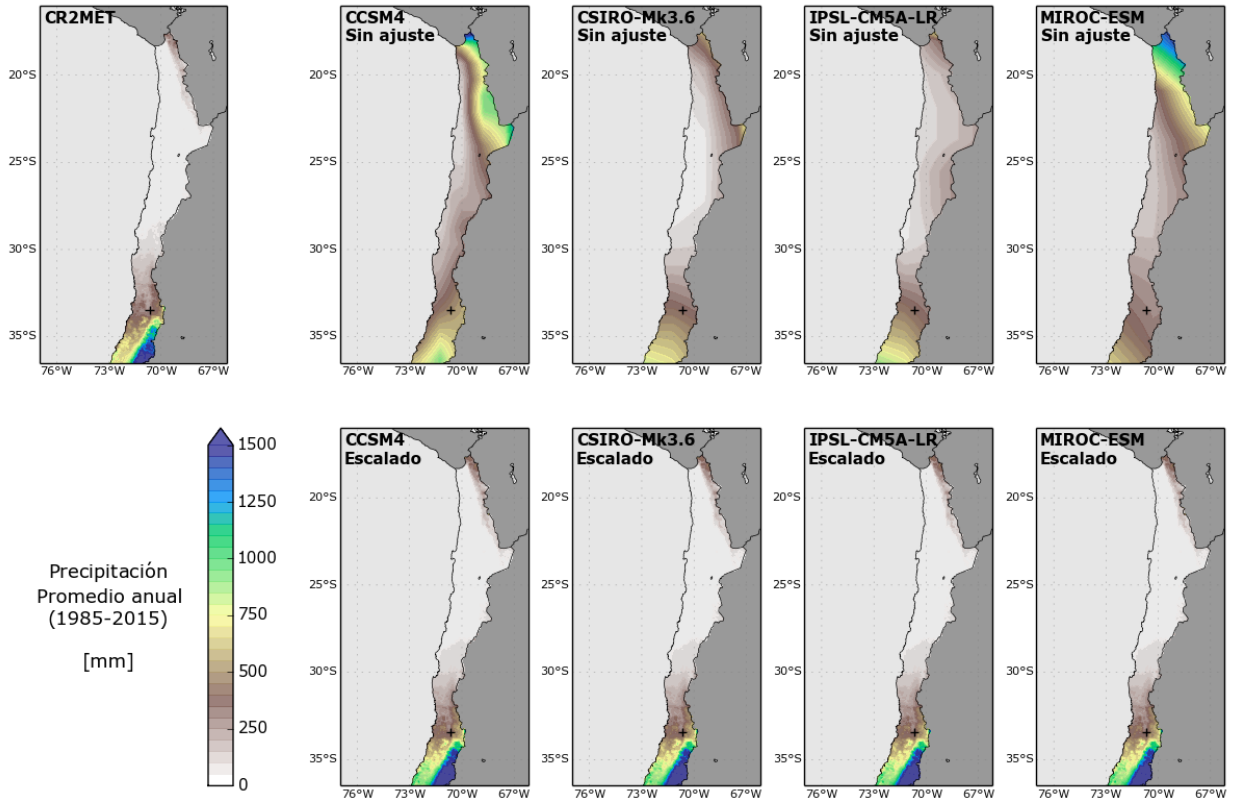


Figura 2.31: Promedios anuales climatológicos (1985-2015) para la precipitación anual. Se muestran los resultados del producto de temperatura CR2MET (referencia, panel a la derecha) y los obtenidos de los cuatro GCMs evaluados en este proyecto. Los paneles inferiores muestran los resultados del escalamiento para cada modelo, los que, por construcción, deben replicar la referencia.

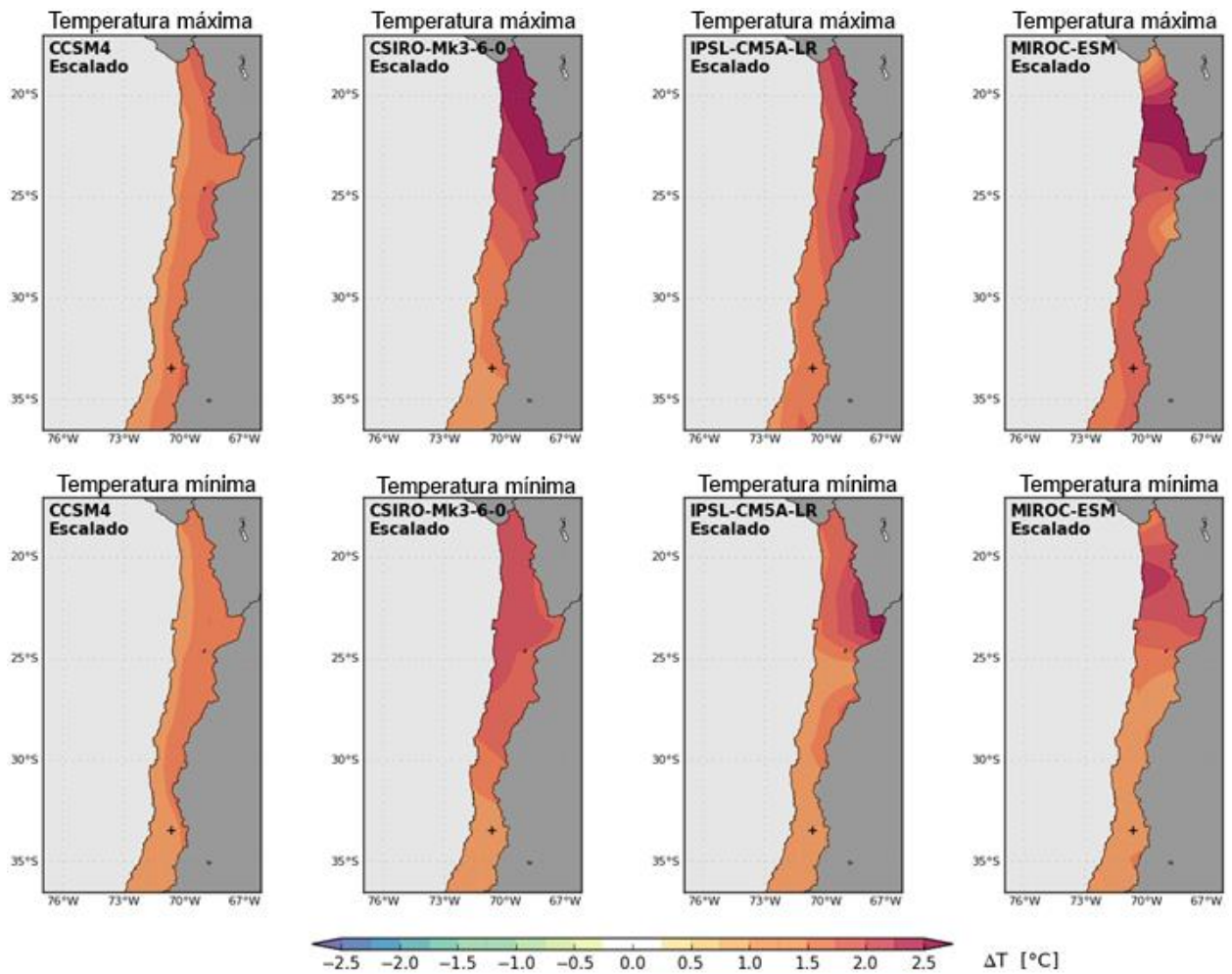


Figura 2.32: Cambios proyectados por los cuatro GCMs evaluados en la media anual de temperatura diurnas máximas (paneles superiores) y mínimas (paneles inferiores) hacia 2030-2060, respecto al periodo 1985-2015.

Cambios proyectados en Temperatura máxima

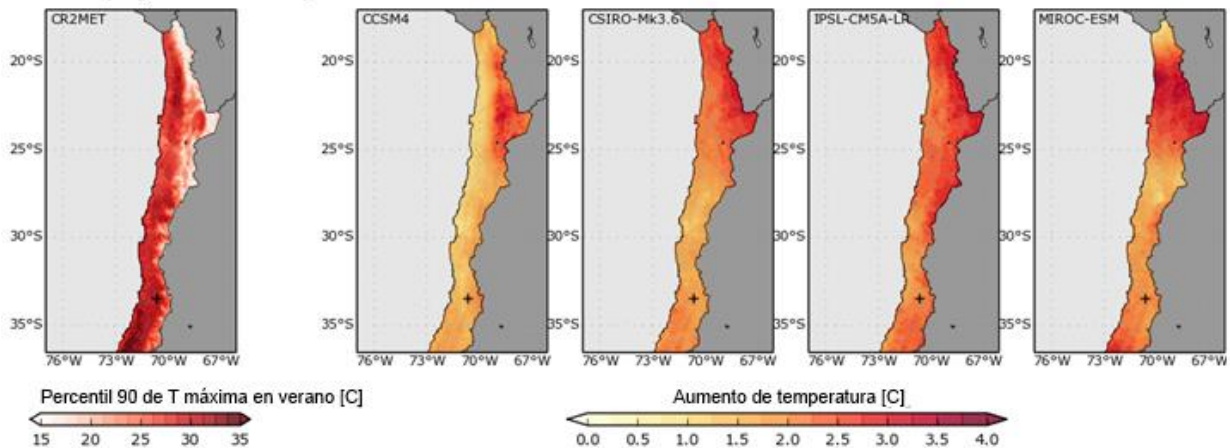


Figura 2.33: Cambios proyectados en el percentil 90% de temperatura máxima en verano (diciembre a febrero) hacia el 2030-2060, respecto del periodo 1985-2015. Panel a la izquierda muestra la climatología de esta variable en el periodo de referencia (1985-2015), igual en todos los modelos ajustados.

Cambios proyectados en Temperatura mínima

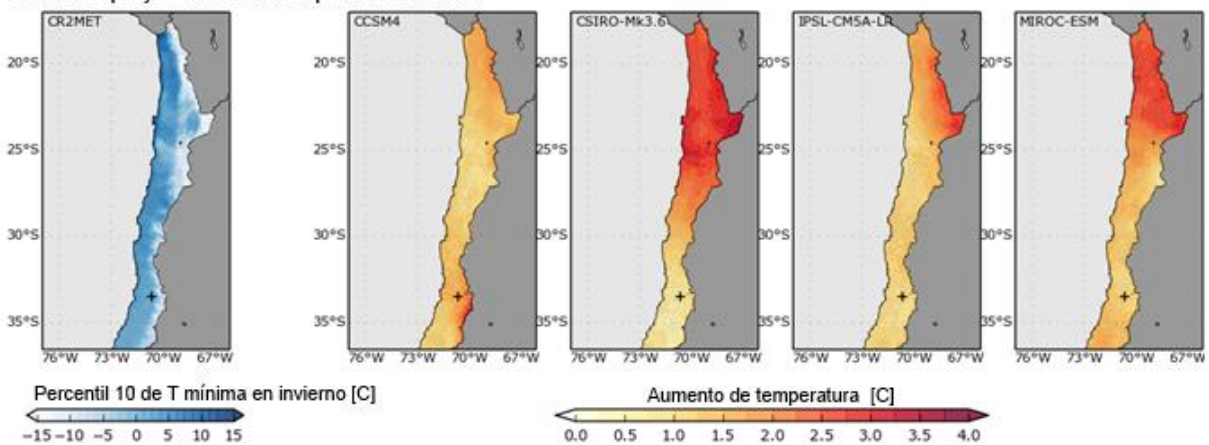


Figura 2.34: Cambios proyectados en el percentil 10% de temperatura mínima en invierno (junio a agosto) hacia 2030-2060, respecto del periodo 1985-2015. Panel a la izquierda muestra la climatología de esta variable en el periodo de referencia (1985-2015), igual en todos los modelos ajustados.

Los cambios obtenidos en precipitación se muestran en la Figura 2.35. En este caso, la metodología de regionalización aplicando deltas por cuantil, conserva los cambios relativos en cada percentil donde efectivamente se registra precipitación. Esto se traduce en que no se conserven los cambios proyectados en la media. Los cambios proyectados son heterogéneos entre los modelos evaluados. Los sectores del Norte Grande y Norte Chico no se observa una coherencia entre los modelos, con aumentos o disminuciones de precipitación, dependiendo del modelo. En cambio, desde la Región Metropolitana hacia el sur dominan las tendencias negativas. En la parte central de Chile, se prevé una disminución de precipitaciones para el periodo 2030-2060, con magnitudes que van desde 5-10% (CSIRO-Mk3.6) hasta 20-25% (IPSL-CM5A-LR). Algunos modelos muestran cambios relativos de mayor magnitud en las zonas

semiáridas y áridas del norte del país. Sin embargo, la significancia de estos cambios debe interpretarse con cautela dado los valores climatológicos cercanos a cero en esas zonas.

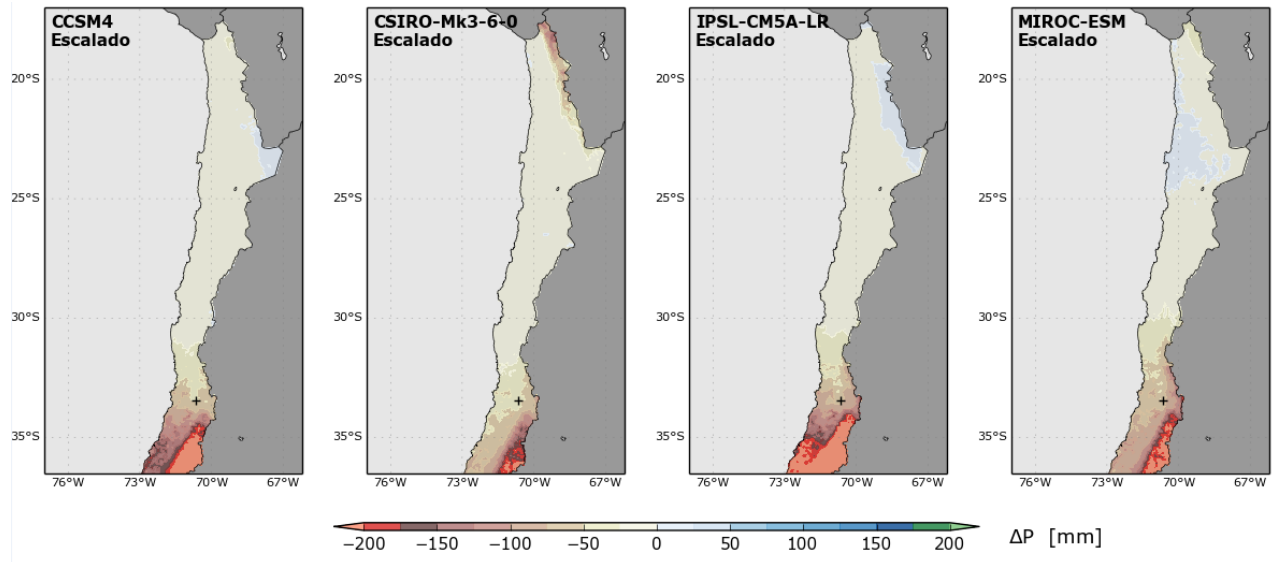


Figura 2.35: Cambios en la precipitación anual media, proyectado hacia 2030-2060 con respecto al periodo 1985-2015. Para cada modelo evaluado.

Los cambios de precipitación absolutos ilustran el impacto de las proyecciones simuladas ajustadas a la climatología de referencia (Figura 2.35). Así, la disminución de precipitación en Chile central se traduce en montos sustantivos en zonas cordilleranas, con pérdidas anuales mayores a 200 mm en algunos casos. En el norte se aprecia, en algunos casos, aumentos de 0 a 25 mm en la precipitación media anual. Estos cambios, si bien moderados en magnitud, pueden producir cambios importantes en la hidrología de la zona. Sin embargo, en base a lo que se muestra en los paneles inferiores de la Figura 2.27, estos resultados tienen alta incertidumbre, asociado a la alta variabilidad inter-modelos.

La Figura 2.36 muestra el detalle de los cambios de precipitación para el sector altiplánico. Los modelos muestran proyecciones contrastantes. Dos modelos (CCSM y MIROC) muestran zonas con variaciones en la acumulación anual menores a ± 15 mm anuales. El modelo CSIRO-Mk3.6 proyecta un descenso de precipitación mayor en esta región, superior incluso a -50 mm/año en algunas zonas. Contrastantemente, el modelo IPSL-CM5A-LR muestra aumentos locales de aproximadamente 10 a 20 mm por año en algunos sectores.

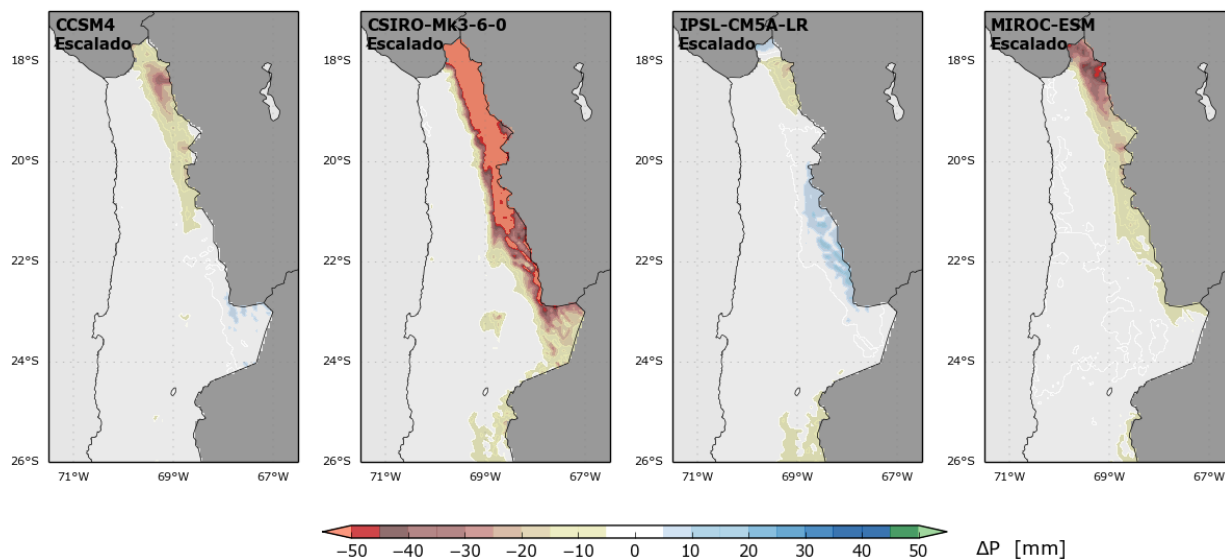


Figura 2.36: Cambios en la precipitación anual media, proyectado hacia 2030-2060 con respecto al periodo 1985-2015. Detalle para el norte grande y Altiplano.

Para destacar el potencial impacto de los cambios de precipitación proyectados hacia el futuro en la hidrología continental, en la Figura 2.37 se presentan promedios de las diferencias entre el periodo futuro y presente, sobre cuencas de extensión mediana y grande. Se muestran también los resultados por modelo en un grupo de cuencas seleccionadas. Destacan algunos cambios importantes ($> 20\%$), como los simulados por CSIRO-MK3-6-0 en las cuencas altiplánicas (negativo), consecuente con lo descrito en la figura anterior. Las cuencas subtropicales presentan una tendencia mayoritariamente negativa, siendo esto más evidente en las cuencas del límite sur del área de estudio, que muestran proyecciones de disminución de precipitación en torno a un 15%. En general, a pesar de proyectarse algunos aumentos locales, que no se superan el 2.5%, el cambio porcentual esperado para la precipitación sobre las cuencas completas resulta negativo.

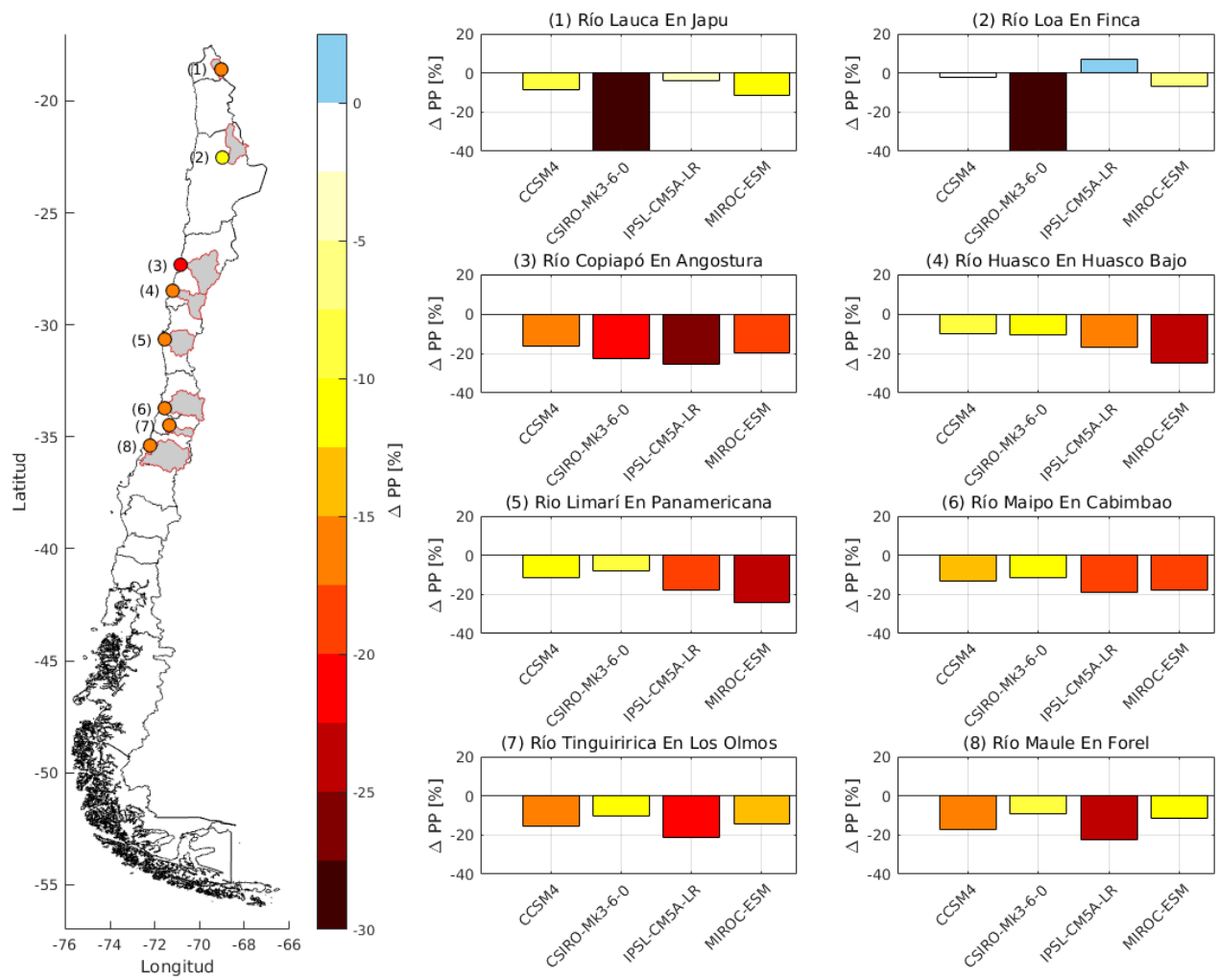


Figura 2.37: Cambio relativo en precipitación media anual proyectado para el periodo futuro (2030-2060) respecto al periodo de línea base (1985-2015), promediado sobre un conjunto de cuencas con información fluviométrica (CAMELS-CL). El panel izquierdo muestra el cambio promedio de los cuatro modelos, mientras que los paneles del lado derecho entregan información específica por modelo, para estas 8 cuencas mayores.

2.3 IDENTIFICACIÓN Y CARACTERIZACIÓN DE CUENCAS PARA ESTIMACIÓN DEL BALANCE HÍDRICO

En este capítulo, se presentan las cuencas utilizadas para la calibración y regionalización, además de aquéllas para las cuales se muestran los resultados finales. Además, se detalla algunas fuentes de información con las que se obtuvieron los atributos de cada una de las cuencas con el fin de caracterizarlas y clasificarlas.

2.3.1 IDENTIFICACIÓN Y DELIMITACIÓN DE CUENCAS

Chile cuenta con una delimitación de la red hidrográfica para todo su territorio (DGA-CIREN, 2014), que ha sido difundida a otras instituciones, usuarios internos de la DGA, empresas privadas y público en general. Esta delimitación utiliza el modelo digital de elevación ASTER GDEM (Tachikawa et al., 2011) como información topográfica, y se jerarquiza la red hidrográfica en 115 cuencas y 592 subcuencas. La jerarquización se basa en la clasificación efectuada por el Instituto Geográfico Militar (1984) y el método de jerarquización de Strahler (1957).

Una limitación de la red hidrográfica DGA-CIREN que impide su uso directo en este estudio es que las estaciones fluviométricas existentes en el territorio nacional no necesariamente corresponden a puntos de salida de las cuencas o subcuencas. Debido a que la calibración de un modelo hidrológico requiere una cuenca controlada (es decir, que posea registros fluviométricos), es necesaria la determinación de la cuenca aportante al punto en donde se cuenta con registros. Por lo tanto, se utiliza la información integrada por cuencas (CAMELS-CL por su sigla en inglés) desarrollada por Álvarez-Garretón *et al.* (2018)⁴. Esta base de datos se construye a partir de una delimitación de cuencas que establecen las estaciones fluviométricas de la DGA como puntos de salida, utilizando ASTER GDEM (Tachikawa et al., 2011) como información topográfica (al igual que en DGA-CIREN (2014)).

Luego del proceso de regionalización de parámetros, donde el modelo VIC entrega resultados en todo el territorio en análisis, es posible resumir los flujos agregados temporal y espacialmente según la delimitación de cuencas DGA-CIREN. En consecuencia, el uso de las distintas bases de datos de cuencas se resume en:

- Etapa de calibración del modelo hidrológico: uso de cuencas CAMELS-CL (Álvarez-Garretón *et al.*, 2018).
- Etapa de presentación de resultados finales: uso de base de datos DGA-CIREN, considerando todas las cuencas de las macrozonas Norte y Centro una vez realizada la regionalización de parámetros.

En CAMELS-CL (Álvarez-Garretón *et al.*, 2018), se delinearon los límites de la cuenca asociada a cada estación fluviométrica con registros diarios⁵ que estuviese vigente (independiente de la longitud de su período registro) o que haya sido suspendida posterior a 1980 y que tuviese un período de registro

⁴ Disponible en <http://www.cr2.cl/recursos-y-publicaciones/bases-de-datos>

⁵ Disponible en <http://www.cr2.cl/recursos-y-publicaciones/bases-de-datos>

mayor a 10 años. Se descartaron todas las estaciones fluviométricas que se encuentran en canales artificiales. Así, CAMELS-CL cuenta con una base de datos de 516 cuencas a lo largo de Chile, encontrándose 269 de ellas, tanto en régimen natural como intervenido, entre las macrozonas Norte y Centrover (Figura 2.38), las cuales no se jerarquizan en cuencas, subcuencas, o sub-subcuencas. El código de cada cuenca corresponde al código BNA de la estación fluviométrica utilizada como punto de salida.

Debido a que se trabaja con distintos códigos BNA, se distinguirá entre ellos de la siguiente forma en este estudio:

- BNA_{CIREN} : Código BNA asociado al polígono de la cuenca definida en el estudio DGA-CIREN (2014).
- BNA_{CAMELS} : Código BNA de la estación fluviométrica DGA, que corresponde al punto de salida que permite delimitar la cuenca en CAMELS-CL.

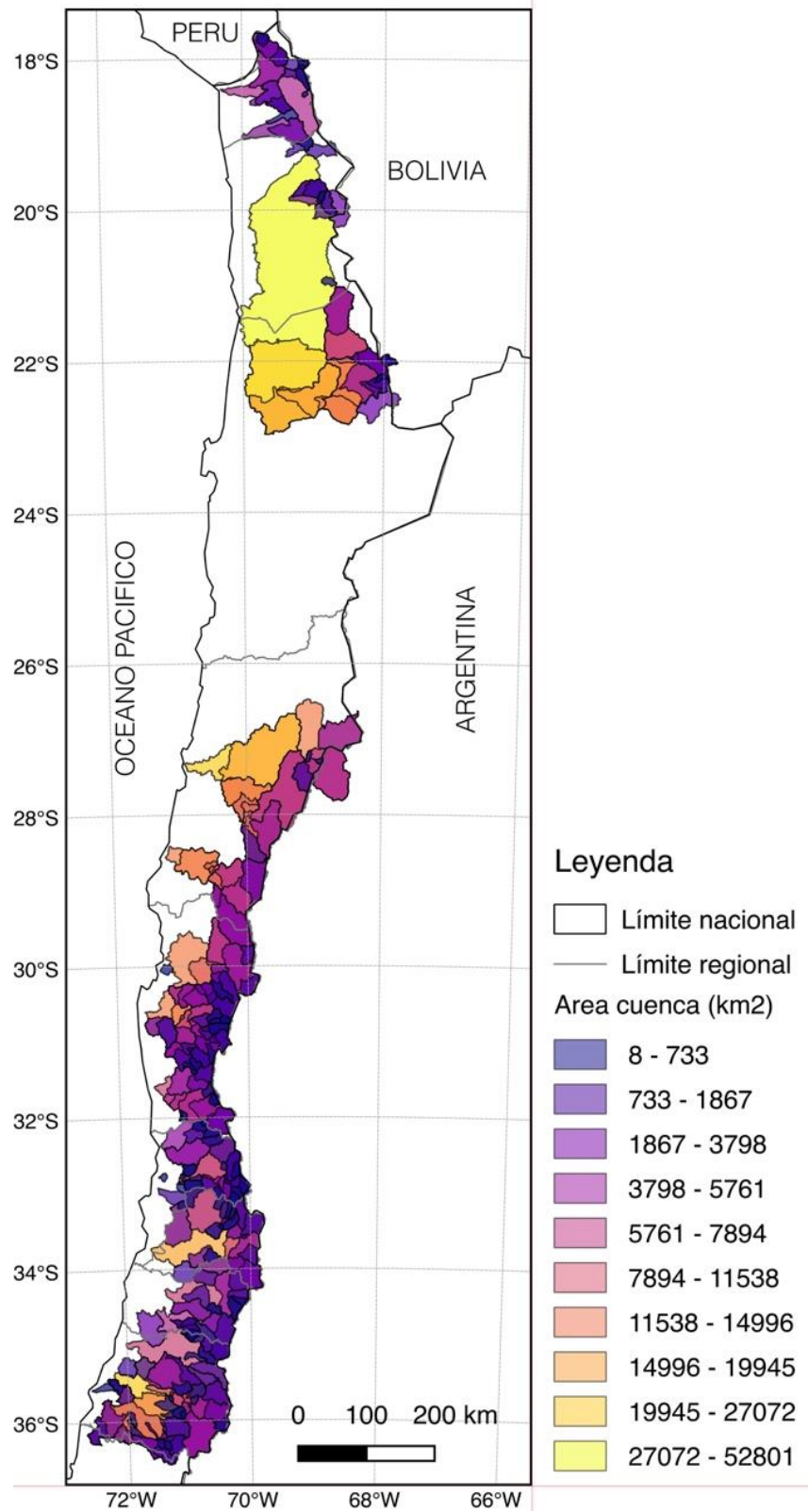


Figura 2.38: Cuencas de la base de datos CAMELS-CL que se encuentran entre las regiones Arica y Parinacota y Maule (269 en total) (adaptado de Álvarez-Garretón *et al.*, 2018).

2.3.2 CARACTERIZACIÓN DE CUENCAS

Las características y atributos de las cuencas de estudio para el proceso de calibración del modelo hidrológico se obtienen de CAMELS-CL, y se encuentran disponibles en la página web del Centro de Investigación del Clima y Resiliencia⁶. La información disponible considera series de tiempo de variables agregadas a nivel de cuenca de:

- Precipitación diaria, derivadas del estudio “Actualización del Balance Hídrico Nacional” (DGA, 2017a).
- Temperaturas extremas y media diarias; derivada del estudio “Actualización del Balance Hídrico Nacional” (DGA, 2017a).
- Evapotranspiración Potencial: Se dispone de dos estimaciones para esta variable, (1) usando la fórmula de Hargreaves, que abarca mayor cobertura temporal (1979-2016), pero con menor resolución espacial (0,05° x 0,05°, aproximadamente 5 x 5 Km), y (2) el producto MOD16 (Mu *et al.*, 2005), que sólo se encuentra disponible desde el año 2000, pero posee una resolución espacial más fina (1 x 1 Km²).
- Equivalente en agua de nieve (SWE, por sus siglas en inglés), obtenida del reanálisis de nieve de Cortés y Margulis (2017).

Un desglose parcial de las características de las cuencas analizadas puede encontrarse en el Anexo B. Por otra parte, la base de datos CAMELS-CL incluye atributos climáticos, topográficos, hidrológicos, geológicos, uso de suelos y grado de intervención de cada cuenca. A continuación, se detallan brevemente algunos de estos atributos:

- Topografía: se obtiene el área, elevación mínima, media, mediana y máxima y la pendiente media.
- Geología: Las características geológicas se obtuvieron de GliM (Global Lithological Map database) e incluyen la primera y segunda clase geológica más frecuente.
- Uso de suelo: Se obtiene a partir de la información de Zhao *et al.* (2016)
- Glaciares: Se usa la última versión (v6) de Randolph Glacier Inventory⁷, el que contiene un inventario global de glaciares para 19 zonas del mundo (RGI Consortium, 2017) que consiste en archivos vectoriales que definen cada glaciar. Se prefiere este producto debido a que el catastro de glaciares de la DGA se encuentra restringido al territorio nacional, mientras que la mayoría de las cuencas delimitadas en la Patagonia tiene un porcentaje de área en Argentina.
- Equivalente en Agua de Nieve (SWE): El monto de SWE se encuentra agregado a nivel de cuenca y a una escala temporal diaria. Los montos se obtienen de Cortés y Margulis (2017), que estima el valor de SWE para los Andes chilenos centrales a una resolución espacial de 180 m.

⁶ <http://www.cr2.cl/recursos-y-publicaciones/bases-de-datos/datos-informacion-integrada-por-cuencas/>

⁷ <https://www.glims.org/RGI/>

- Derechos de Aguas: Se incorpora el grado de intervención humana procesando los derechos de agua de la base de datos de la DGA.
- Uso de suelos: Para cada cuenca definida en la base de datos de CAMELS-CL, se obtienen los principales usos de suelo generados por Zhao *et al.* (2016).
- Índices climáticos: Se presentan índices como la precipitación media, la evapotranspiración potencial y la estacionalidad de la precipitación, entre otros. Todos estos índices consideran un período que comienza el 01/04/1990 y termina el 31/03/2010, y se basan en el estudio de Actualización del Balance Hídrico (DGA, 2017a).
- Índices Hidrológicos: Estos índices buscan entregar información de la cuenca a partir de observaciones de caudal. CAMELS-CL incluye dichos índices para las cuencas que tengan al menos un 85% de información considerando el período 01/04/1990 - 31/03/2010. Algunos índices hidrológicos incluidos son el coeficiente de escorrentía, la pendiente de la curva de duración, índice de caudal base, duración media de flujos altos, duración media de flujos bajos, entre otros.

Algunos de los atributos se presentan en la Figura 2.39. La distribución geográfica de la elevación media de las cuencas (Figura 2.39a) presenta un gradiente norte-sur, dominado por el altiplano en el extremo noreste del país y un gradiente este-oeste, dominado por la cordillera de los Andes. La distribución geográfica de la pendiente media de las cuencas (Figura 2.39b) se caracteriza por una zona norte bastante plana, que corresponde a las cuencas del altiplano. La zona de Chile central sigue un gradiente este-oeste, dominado por la cordillera de los Andes.

Con respecto a la cobertura de suelo, en la Figura 2.39c se presentan las clases dominantes de uso de suelo por cuenca (datos extraídos de CAMELS-CL, que se basan en el mapa de cobertura de suelo de Zhao *et al.*, 2016). En general, la clase dominante corresponde a un porcentaje importante de la cuenca (mayores a un 60%), para las cuencas de las regiones de Tarapacá a Valparaíso (representado por el porcentaje de cobertura de la clase dominante de la Figura 2.39c). Para las regiones Metropolitana, O'Higgins y Maule, este porcentaje disminuye considerablemente, lo que indica que hay otras clases de uso de suelo que pueden tener un porcentaje de cobertura similar.

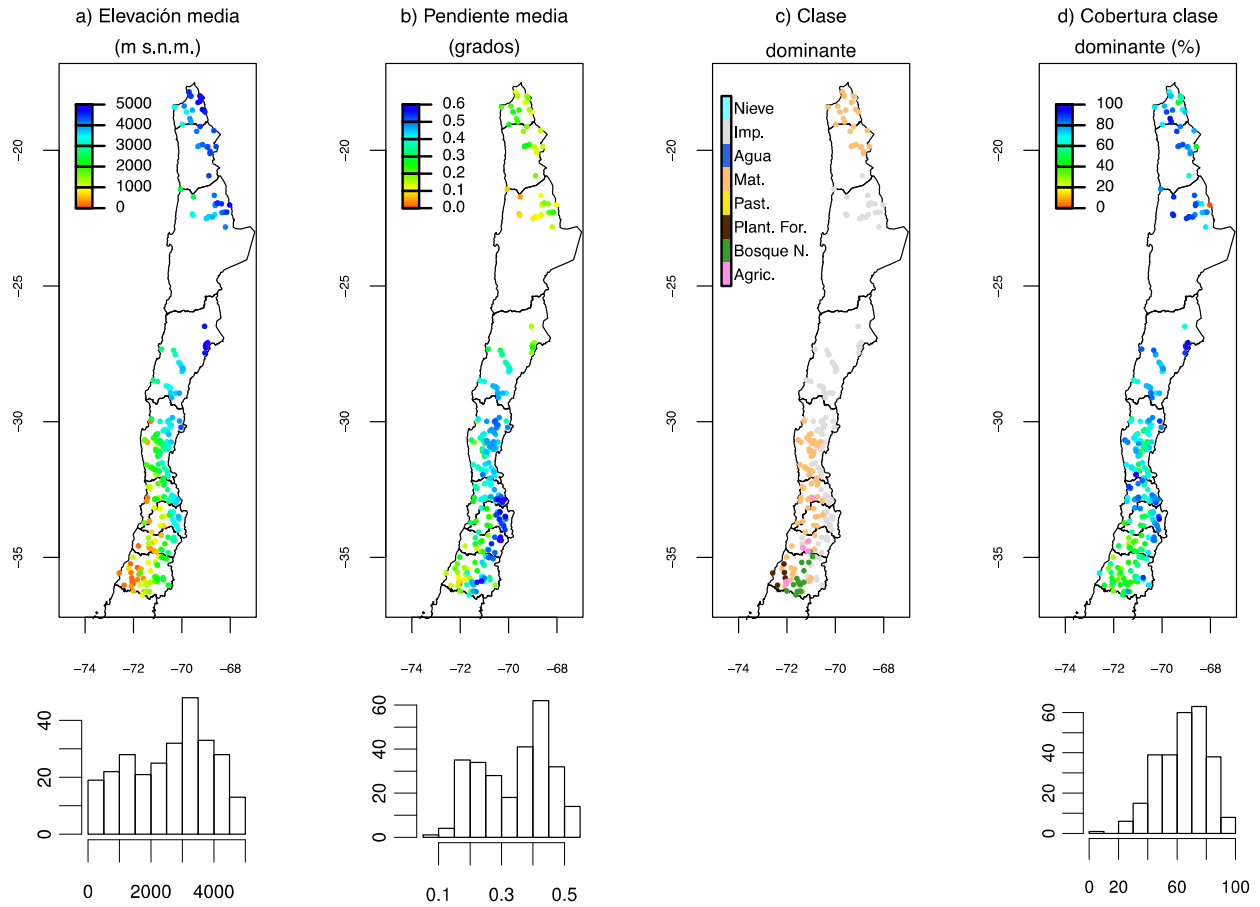


Figura 2.39: Características topográficas y de cobertura de suelo de las cuencas de estudio (adaptado de Álvarez-Garretón *et al.*, 2018). Los histogramas muestran los mismos valores del mapa correspondiente (eje x) y el número de cuencas (eje y) que tiene asociado dichos valores.

2.4 DETERMINACIÓN DE COMPONENTES DEL BALANCE HÍDRICO A TRAVÉS DE MODELO HIDROLÓGICO VIC

La modelación hidrológica se realiza mediante el modelo hidrológico Variable Infiltration Capacity (VIC) el cual fue creado por Liang et al. (2004). El modelo VIC corresponde a un modelo distribuido de base física que representa procesos de evapotranspiración, acumulación y derretimiento de nieve, intercepción, lagos, etc. Por otra parte, el suelo se encuentra representado por distintos estratos (3 en el caso del presente estudio), los que no incorporan formalmente un acuífero.

La evapotranspiración corresponde a la suma de la Evaporación desde suelo desnudo, transpiración desde la vegetación y la evaporación del agua acumulada en el follaje. La acumulación puede ser superficial (nieve o glaciares, por ejemplo) o subterránea, la que se representa mediante las humedades del suelo en las distintas capas. La precipitación (P) corresponde a la única entrada de agua al pixel.

Debido a que no se cuenta con información de extracciones de agua y su efecto en el caudal registrado en estaciones fluviométricas ubicadas aguas abajo de éstas, y dado que los derechos de agua no representan extracciones de manera adecuada, se incluyeron en el proceso de calibración sólo cuencas en régimen natural. En el presente trabajo, se consideran cuencas en régimen natural aquéllas que cumplen con las siguientes características:

- No poseer embalses ni trasvases de caudal.
- La suma del caudal asociado a derechos de agua consuntivos superficiales existentes en la cuenca debe ser menor al 5% del caudal medio anual.
- En el caso de existir derechos de agua no consuntivos al interior de la cuenca, éstos deben restituirse aguas arriba de la estación fluviométrica.
- Adicionalmente, se contrasta la información con la disponibilidad de observaciones de caudales dentro del período de estudio, y que las cuencas tengan una cantidad de años mayor o igual a 4 para calibrar los parámetros.

Para los pixeles al interior de cuencas que no cumplen con estos criterios, se considera una transferencia de parámetros a partir de la información de las cuencas calibradas, proceso que se denomina regionalización de parámetros, como se describe en la Figura Figura 2.40.

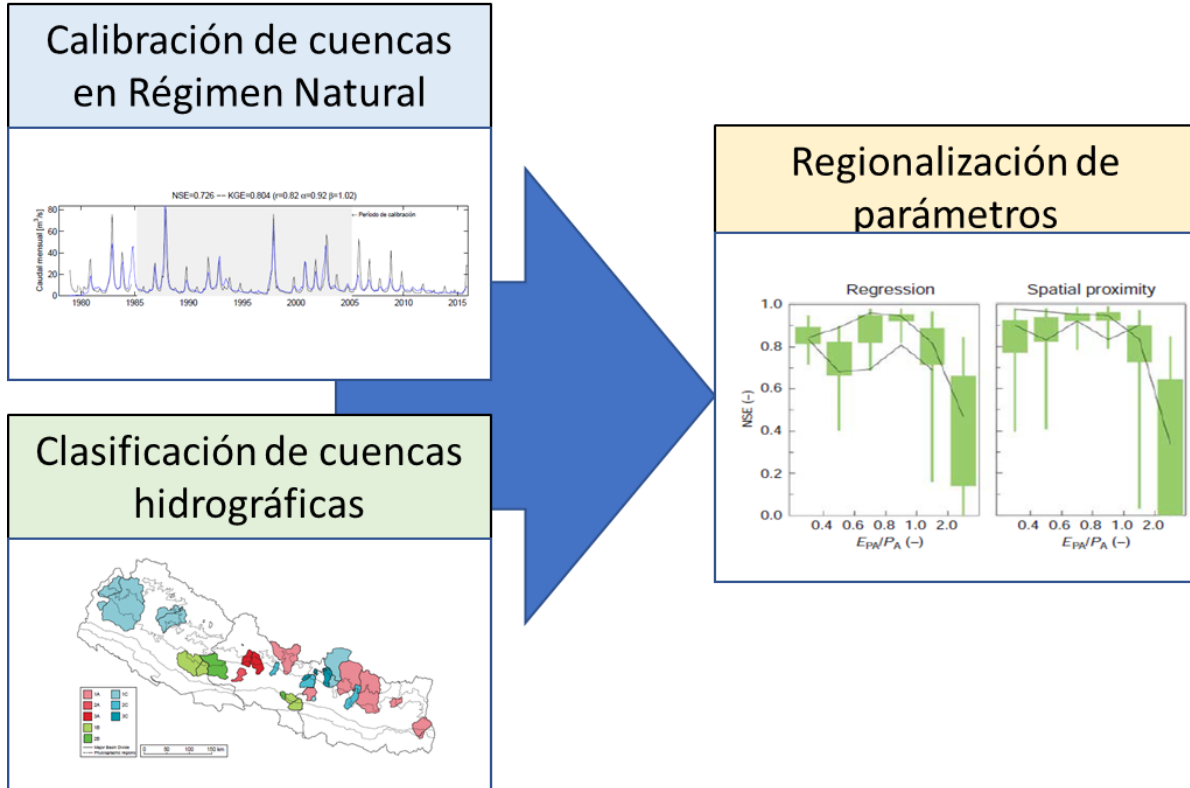


Figura 2.40: Resumen de los ajustes metodológicos propuestos para la zona de estudio.

2.4.1 CALIBRACIÓN DE CUENCAS EN RÉGIMEN NATURAL

En la zona de estudio, se escogieron 43 cuencas en “régimen natural” para el proceso de calibración. Se utilizó el algoritmo de optimización global *Shuffled Complex Evolution*, SCE-UA (Duan *et al.*, 1993), que combina las fortalezas del método SIMPLEX, los algoritmos de búsqueda aleatoria controlada y la estrategia de evolución competitiva. SCE-UA se basa en la síntesis de cuatro conceptos que han demostrado ser exitosos en problemas de optimización global: (1) aproximaciones probabilísticas y determinísticas, (2) agrupación, (3) evolución sistemática de un conjunto de puntos que abarcan el espacio, en la dirección de la mejora global y (4) la evolución competitiva. La implementación del modelo se realizó utilizando el lenguaje computacional Fortran, considerando un total de 14 parámetros a calibrar (ver Tabla 2-10) y la eficiencia de Kling-Gupta (KGE) como función objetivo, calculada con series diarias de caudales modelados y observados (ver Anexo D para más detalles asociados a los criterios de eficiencia).

A continuación, se plantea un resumen del algoritmo SCE-UA:

- i. Generar una población inicial (n_{gs}) en el espacio de parámetros y calcular el valor de la función objetivo (KGE) para cada punto.

- ii. Ordenar los puntos por aumento del valor de la función objetivo, suponiendo que se busca minimizar el valor del criterio.
- iii. Dividir los puntos en los distintos conjuntos.
- iv. Evolucionar cada conjunto de acuerdo con el algoritmo de evolución compleja competitiva, basado en el esquema de búsqueda de descenso Simplex. Con esto, se generan nuevos puntos llamados “descendientes” que, en promedio, se encuentran dentro de la región de mejora.
- v. Combinar los puntos en los conjuntos evolucionados en una población de muestra única; clasificar la población en orden creciente de valor de criterio y repetir el paso c.
- vi. Comprobar el criterio de convergencia.

En la Tabla 2-9 se presentan los parámetros asociados al algoritmo SCE-UA utilizados en el presente estudio.

Tabla 2-9. Parámetros asociados al algoritmo *Shuffled Complex Evolution*, SCE-UA.

Criterio	Valor	Descripción
n_{opt}	14	Número de parámetros a ser optimizado
max_n	30.000	Máximo número de iteraciones a realizar
k_{stop}	9	Umbral de iteraciones que la variación de la función objetivo debe mantenerse bajo p_{cento} para detener calibración
p_{cento}	0,05	Variación en la función objetivo para la detención de la calibración
n_{gs}	10	Número de conjuntos en la población inicial
n_{pg}	29	Número de puntos en cada conjunto ($2 * n_{opt} + 1$)
n_{ps}	15	Número de puntos en cada sub-conjunto ($n_{opt} + 1$)
n_{ps1}	29	Número de iteraciones permitidas para cada conjunto antes de reordenar. ($2 * n_{opt} + 1$)
min_{gs}	10	Mínimo número de conjuntos requeridos. (n_{gs})

Los parámetros a calibrar se asocian a procesos de acumulación/derretimiento de nieve e infiltración/percolación de agua. Pese a que la función objetivo se basa exclusivamente en la serie temporal de caudales, se realiza un análisis y comparación tanto de variables de estado (SWE, humedad del suelo) como de flujos (evapotranspiración) e índices hidrológicos (curva de variación estacional, curva de duración, entre otras). Ver Anexo D para más detalles.

Tabla 2-10. Parámetros considerados en la calibración del modelo VIC.

Variable	Unidades	Rango	Descripción
b	N/A]0,1]	Parámetro asociado a la curva de infiltración
Ds	fracción	[0,1]	Fracción del $D_{s_{max}}$ donde comienza el caudal base no lineal
$D_{s_{max}}$	mm/día	[0,∞]	Velocidad máxima de caudal base
W_s	fracción	[0,1]	Fracción de humedad el suelo donde ocurre el caudal base no lineal
expt	N/A	[3, ∞]	Exponente en la ecuación de Cambell para conductividad hidráulica
h_1	m]0,01, h_2]	Espesor de la primera capa de suelo
h_2	m] h_1 , ∞*]	Espesor de la segunda capa de suelo
h_3	m] h_1 , ∞*]	Espesor de la tercera capa de suelo
Alb_{acum_a}	N/A]0,1[Parámetro de decaimiento del albedo
Alb_{thaw_a}	N/A]0,1[Parámetro de decaimiento del albedo
Alb_{new}	N/A]0,1]	Valor del albedo para nieve fresca
k_{sat}	Mm/día]0, ∞]	Conductividad hidráulica saturada
T_{min}	°C	[-2,2]	Temperatura mínima a la cual puede ocurrir precipitación líquida a escala sub-diaria.
r_{snow}	m]0,0,02]	Rugosidad de la nieve

2.4.2 REGIONALIZACIÓN DE PARÁMETROS

La estimación de hidrogramas efluentes de una cuenca no controlada es un problema abordado desde la década de 1970 (ej. James, 1972; Magette *et al.*, 1976), que persiste en la ciencia hidrológica, encontrándose resultados diferentes en diversas zonas de estudio.

El objetivo de la regionalización de parámetros consiste en transferir valores desde una o más cuencas “donantes” (calibradas) hacia zonas intervenidas o no monitoreadas, denominadas “receptoras”. Dicha transferencia puede ser realizada desde una cuenca donante hacia (1) una cuenca receptora o (2) un pixel receptor. En el primer caso, es complejo definir cuál será la cuenca receptora, pues se requiere de un punto de salida (que habría que definir) que asegure que exista una heterogeneidad (que habría que cuantificar) que valide espacialmente el parámetro transferido. Por otra parte, la segunda opción (transferencia cuenca-pixel) es conveniente pues (1) se aprovecha el carácter distribuido de VIC y (2) se

elimina la cuantificación de heterogeneidad y definición de cuencas a modelar. Por estas razones, la regionalización se realiza desde las cuencas calibradas hacia los pixeles. Existen varios criterios para realizar la transferencia:

- Proximidad espacial: en este caso las cuencas donantes son aquellos que estén más cerca del pixel receptor.
- Similitud física y/o climática: este método consiste en encontrar una cuenca similar para cada pixel, usando un índice desarrollado por Beck *et al.*, 2016 (ecuación (2.5)).

$$S_{i,j} = \sum_{p=1}^{n_p} \frac{|Z_{p,i} - Z_{p,j}|}{IQR_p} \quad (2.5)$$

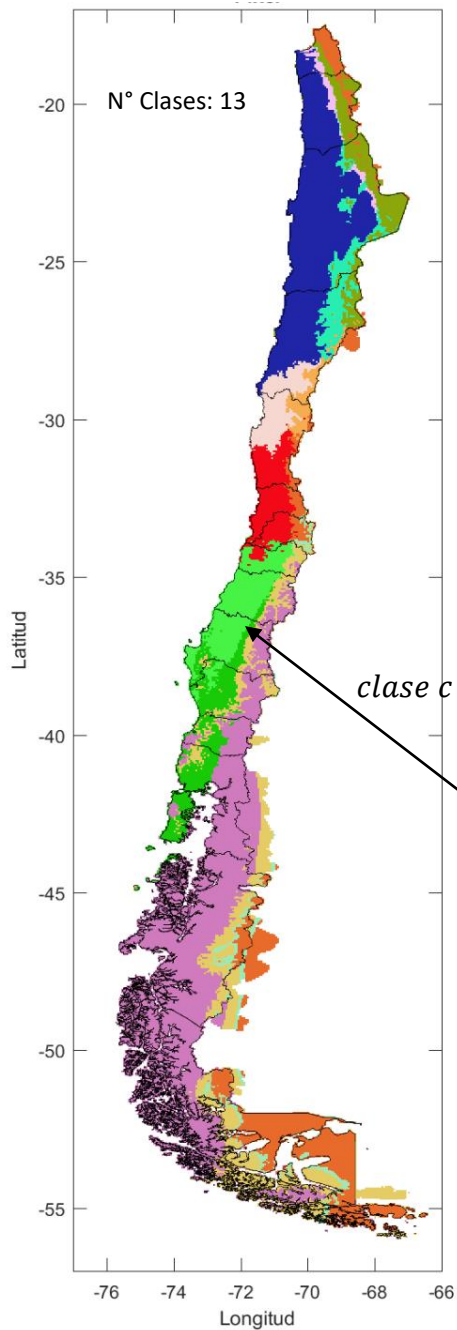
Donde $S_{i,j}$ corresponde a la similitud entre la cuenca i y el pixel j , n_p es el número de atributos considerados, $Z_{p,i}$ y $Z_{p,j}$ corresponden al valor del atributo número p para la cuenca y el pixel respectivamente e IQR_p al rango intercuartil del atributo p . La cuenca similar es aquella que arroje un valor de $S_{i,j}$ más bajo.

- Según clasificación de pixeles: Considerando como base la grilla con la que se construyen las forzantes, es posible obtener atributos geomorfológicos e índices meteorológicos para cada pixel según las forzantes meteorológicas construidas. En la Figura 2.41 se muestran los pasos para realizar la transferencia de parámetros una vez obtenidos los índices meteorológicos y los atributos geomorfológicos en cada pixel. En el primer paso (paso 1 en la Figura 2.41) se realiza la clasificación de pixeles según atributos mediante el software Autoclass-C⁸ (Cheeseman *et al.*, 1988; Cheeseman y Stutz, 1996). Éste agrupa los pixeles en zonas (o clases) con características homogéneas. En el paso 2, se asigna cada cuenca calibrada a una de las clases de pixeles considerando los mismos atributos usados anteriormente (paso 1). Por ejemplo, en la Figura 2.41 se aprecia que cuatro cuencas calibradas (en rojo) se pueden asociar a una clase de pixeles (clase 6, en color verde claro). En consecuencia, cada clase “ c ” de pixeles tendrá “ n_c ” cuencas asociadas. En el paso 3, cada pixel de la clase c deberá tener una cuenca donante, que se escoge dentro del conjunto con n_c cuencas. Esta asignación (paso 3) se puede realizar por cercanía espacial, o mediante similitud física o climática (ecuación (2.5)).

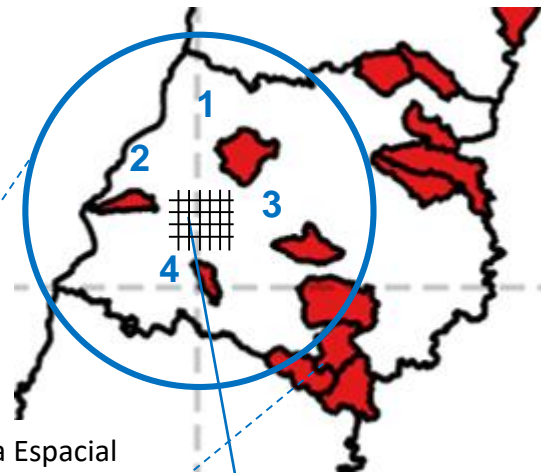
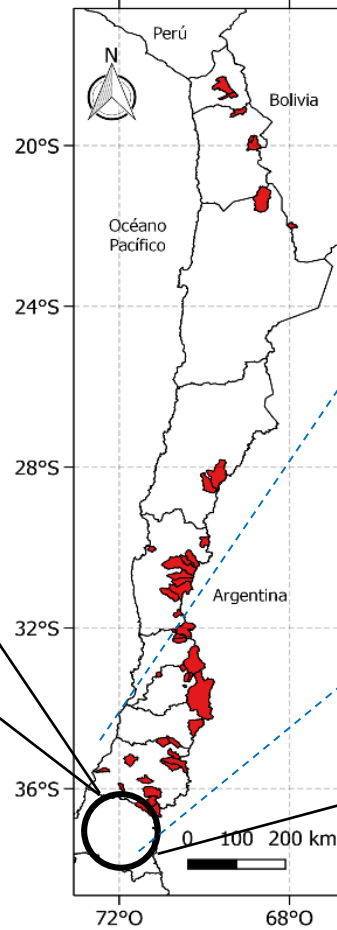
Para decidir cuál será la estrategia de regionalización adoptada, se comparan los caudales en las desembocaduras de cuencas donde los derechos de agua superficiales consuntivos sean principalmente de uso agrícola, en el período abril-septiembre, pues en dicho período existe menos intervención.

⁸ <https://ti.arc.nasa.gov/tech/rse/synthesis-projects-applications/autoclass/autoclass-c/>

1. Clasificación de píxeles



2. Se asigna a cada cuenca una clase de píxeles



Cercanía Espacial

Similitud Física

¿1, 2, 3 ó 4?

Similitud Climática

3. Asignación de parámetros a cada píxel

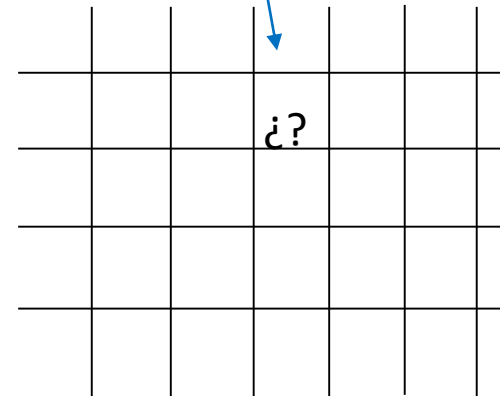


Figura 2.41: Pasos para la regionalización de parámetros entre cuencas calibradas y píxeles. Paso 1: Clasificación de píxeles según atributos físicos o meteorológicos. Paso 2: Asignación de cuencas en régimen natural (en rojo) a una clase de píxeles. Paso 3: Asignación de cuencas a cada píxel según clima, atributos físicos o cercanía espacial.

2.4.3 RESULTADOS DE CALIBRACIÓN Y REGIONALIZACIÓN

Los parámetros de VIC fueron calibrados en 43 cuencas (Tabla 2-11), según el procedimiento señalado en la sección 2.4.1. Los índices de eficiencia KGE y el índice NSE asociado se muestran en la Figura 2.43, donde se aprecia la distribución espacial de los resultados. En la Figura 2.42 se muestra la ubicación de las cuencas consideradas en el proceso de calibración. Los números presentados corresponden a la primera columna de la Tabla 2-11, para facilitar la ubicación espacial. Se evidencia (1) la poca área que cubren las cuencas calibradas respecto a la zona de estudio y (2) que existen pocas estaciones fluviométricas sin intervención en la macrozona norte. Esto impacta en los resultados al momento de regionalizar, pues se debe abarcar una zona muy extensa y compleja en términos hidrológicos.

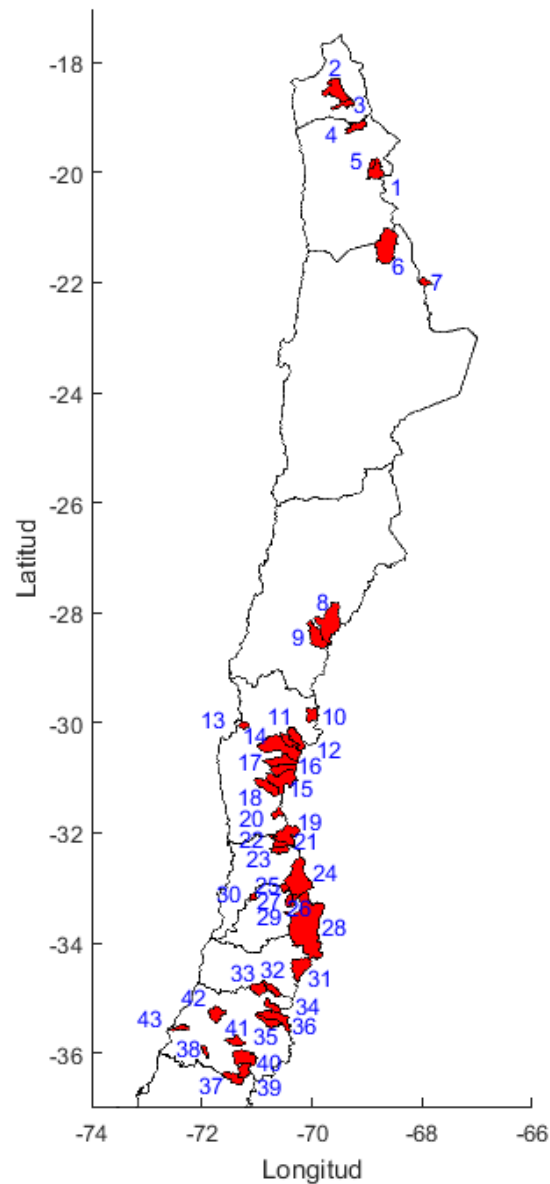


Figura 2.42: Cuencas en régimen natural (o poco intervenidas) consideradas en el proceso de calibración. El número de cada cuenca está relacionado con la primera columna de la Tabla 2-11.

En general, el índice KGE es satisfactorio en la zona centro, salvo para la estación fluviométrica ubicada en el Estero Chimbarongo. Adicionalmente, en la Figura 2.44 se aprecia que cerca del 50% de las cuencas tienen índices de NSE superior a 0,5, mientras que cerca del 80% tiene un índice KGE mayor a 0,5.

Tabla 2-11: Cuencas consideradas en el proceso de calibración.

N°	BNA	Región	Nombre estación fluviométrica	Latitud	Longitud	Área [km ²]	NSE	KGE
1	1050004	Parinacota	Río Collacagua en Peñablanca	-20,112	-68,841	770	-0,06	0,63
2	1310002	Tarapacá	Río San Jose en Ausipar	-18,584	-69,811	1.294	0,58	0,74
3	1410004		Río Codpa en Cala-Cala	-18,827	-69,667	375	0,58	0,80
4	1610002	Parinacota	Quebrada Camiña en Altusa	-19,296	-69,389	521	0,23	0,72
5	1730001		Río Coscaya en Pampa Lirima	-19,876	-68,959	146	0,17	0,62
6	2101001	Antofagasta	Río Loa Antes Represa Lequena	-21,656	-68,662	2.075	-0,64	0,33
7	2103014		Río Siloli Antes B.T. Fcab	-22,010	-68,027	236	-0,95	0,67
8	3414001	Atacama	Río Pulido en Vertedero	-28,086	-69,941	2.038	0,20	0,51
9	3421001		Río Manflas en Vertedero	-28,148	-69,994	989	0,31	0,51
10	4302001	Coquimbo	Río Toro Antes Junta Río La Laguna	-29,971	-70,093	471	0,77	0,87
11	4311001		Estero Derecho en Alcohuaz	-30,221	-70,493	423	0,73	0,85
12	4313001		Río Cochiguaz en El Peñón	-30,122	-70,434	680	0,64	0,68
13	4400001		Estero Culebrón en El Sifón	-29,979	-71,286	192	-0,40	0,30
14	4503001		Río Hurtado en Angostura De Pangué	-30,439	-71,002	1.850	0,52	0,65
15	4513001		Río Grande en Cuyano	-30,924	-70,773	1.307	0,68	0,83
16	4515002		Río Mostazal en Carén	-30,842	-70,769	644	0,42	0,68
17	4522002		Río Rapel en Junta	-30,708	-70,873	826	0,48	0,71
18	4531002		Río Cogotí Entrada Embalse Cogotí	-31,033	-71,040	752	0,41	0,63
19	4703002		Río Choapa en Cuncumén	-31,967	-70,594	1.072	0,83	0,90
20	4712001		Río Chalinga en La Palmilla	-31,696	-70,716	245	0,73	0,87
21	5100001	Valparaíso	Río Sobrante en Piadero	-32,225	-70,712	243	0,70	0,83
22	5101001		Río Pedernal en Tejada	-32,071	-70,756	82	0,41	0,67
23	5200001		Río Alicahue en Colliguay	-32,330	-70,738	350	0,79	0,90
24	5410002		Río Aconcagua en Chacabuquito	-32,850	-70,509	2.112	0,78	0,89
25	5411001	R.M.	Estero Pocuro en El Sifón	-32,916	-70,540	182	0,65	0,83
26	5722001		Estero Arrayán en la Montosa	-33,326	-70,456	218	-0,02	0,40
27	5721001		Estero Yerba Loca Antes Junta San Francisco	-33,341	-70,364	155	0,49	0,75
28	5710001		Río Maipo en El Manzano	-33,594	-70,379	4.867	0,75	0,84
29	5730008		Quebrada Ramón en Recinto Emos	-33,433	-70,514	36	-0,10	0,41

N°	BNA	Región	Nombre estación fluviométrica	Latitud	Longitud	Área [km²]	NSE	KGE
30	5741001		Estero Puangue en Boquerón	-33,167	-71,131	145	0,55	0,78
31	6003001	O'Higgins	Río Cachapoal 5 Km. Aguas Abajo Junta Cortaderal	-34,346	-70,376	970	0,42	0,68
32	6027001		Río Claro en El Valle	-34,687	-70,874	372	0,59	0,80
33	6033001		Estero Chimbarongo en Convento Viejo	-34,769	-71,118	493	-0,72	0,06
34	7103001	Maule	Río Claro en Los Queñes	-34,998	-70,809	356	0,55	0,74
35	7112001		Río Colorado en Junta Con Palos	-35,278	-71,003	882	0,62	0,83
36	7115001		Río Palos en Junta Con Colorado	-35,274	-71,016	492	0,42	0,70
37	7330001		Río Perquilauquén en San Manuel	-36,376	-71,623	504	0,66	0,64
38	7340001		Estero Cardo Verde en Lo Ubaldo	-35,883	-72,017	159	-0,04	0,52
39	7350003		Río Longavi en El Castillo	-36,256	-71,338	469	0,50	0,58
40	7354002		Río Achibueno en La Recova	-36,003	-71,442	898	0,66	0,83
41	7358001		Río Putagán en Yervas Buenas	-35,772	-71,585	392	0,52	0,45
42	7381001		Estero Los Puercos en Puente Los Puercos	-35,374	-71,829	561	0,51	0,76
43	7400001		Río Loanco en Desembocadura	-35,569	-72,583	223	0,44	0,38

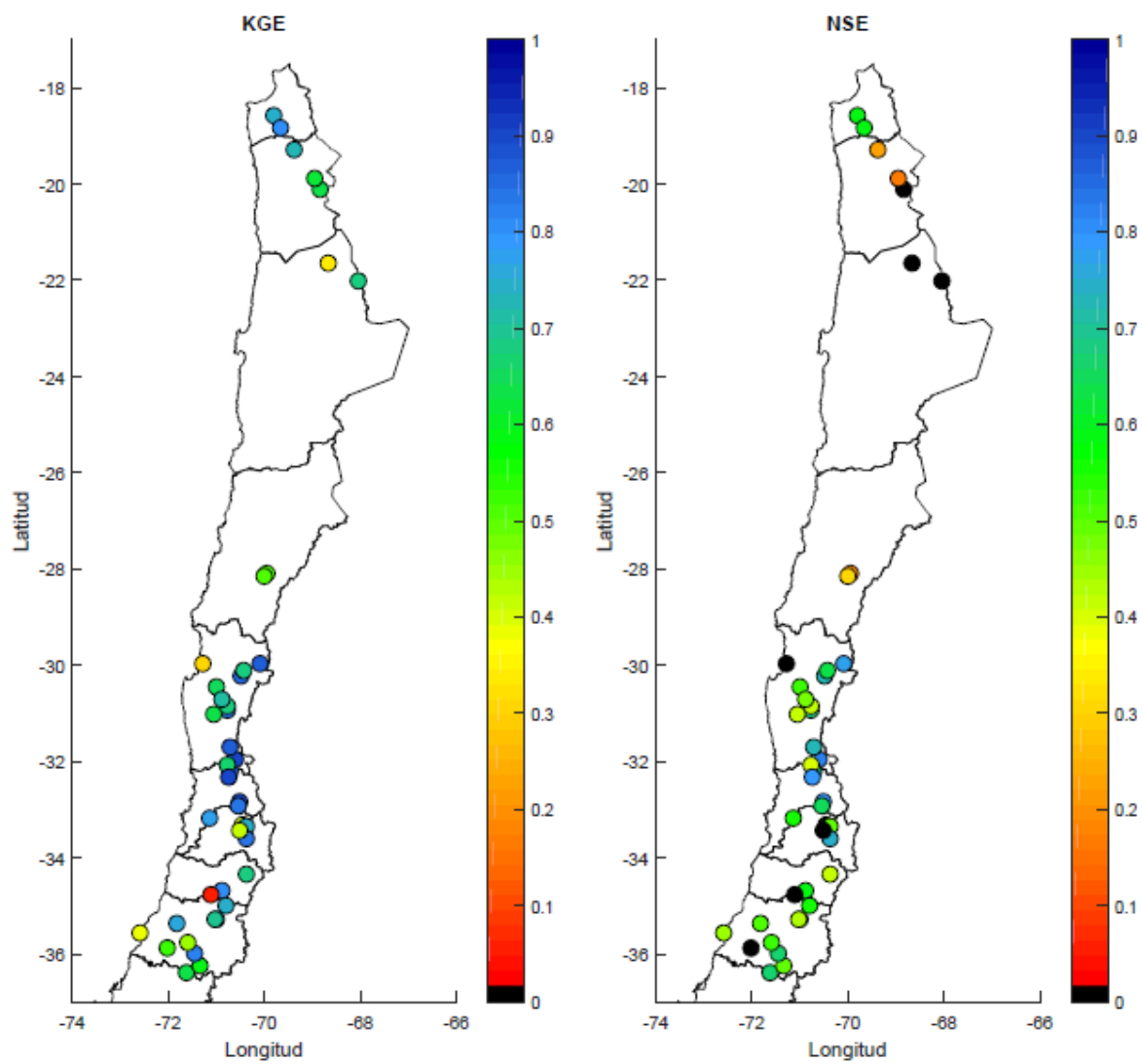


Figura 2.43: Índices NSE y KGE para el caudal según el set de parámetros calibrado (según KGE) en cada cuenca.

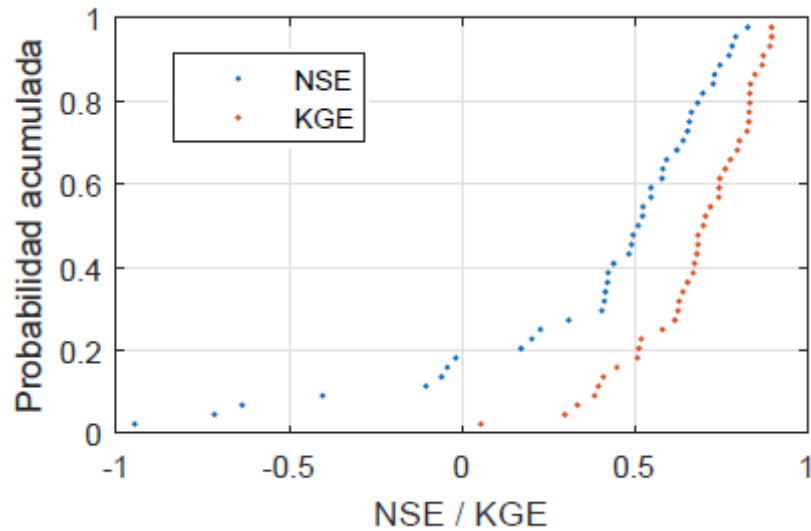


Figura 2.44: Curva de probabilidad acumulada para los índices de eficiencia de caudal en las cuencas calibradas.

Una vez que las cuencas en régimen natural se encuentran calibradas, es posible realizar la regionalización de parámetros y correr el modelo VIC en todos los pixeles ($0,05^\circ \times 0,05^\circ$) del dominio de interés. En consecuencia, se obtienen distintas variables como precipitación, escorrentía, evapotranspiración, equivalente en agua de nieve, fracción de cobertura nival, entre otras, para cada pixel.

Para la regionalización, se desestimaron los parámetros de cuatro cuencas: la cuenca río Siloli antes B.T. Fcab. (BNA_{CAMELS} 2103014) debido a que los registros fluviométricos no son consistentes en el tiempo; las cuencas río Toro antes junta río La Laguna (4302001) y estero Arrayán en la Montosa (BNA_{CAMELS} 5722001), pues el modelo no fue capaz de reproducir el caudal observado en esas estaciones; y la cuenca Estero Chimbarongo En Convento Viejo (BNA_{CAMELS} 6033001), cuya información histórica se considera dudosa pues entrega valores de caudales específico muy altos respecto al resto de las cuencas en la región. En la Figura 2.45 se comparan los caudales específicos observados y modelados en función de la latitud y un scatter plot de comparación entre ambos. En esta figura se muestra el caudal específico del Estero Chimbarongo, el cual es superior al del resto de las cuencas de calibración (panel izquierdo), mientras que en el panel central se aprecia que el caudal específico modelado del río Toro antes junta la Laguna se encuentra subestimado. Esto se clarifica en el panel derecho, donde se indican ambas cuencas. Los resultados de la Figura 2.45 son válidos sólo para el período de calibración de cada cuenca.

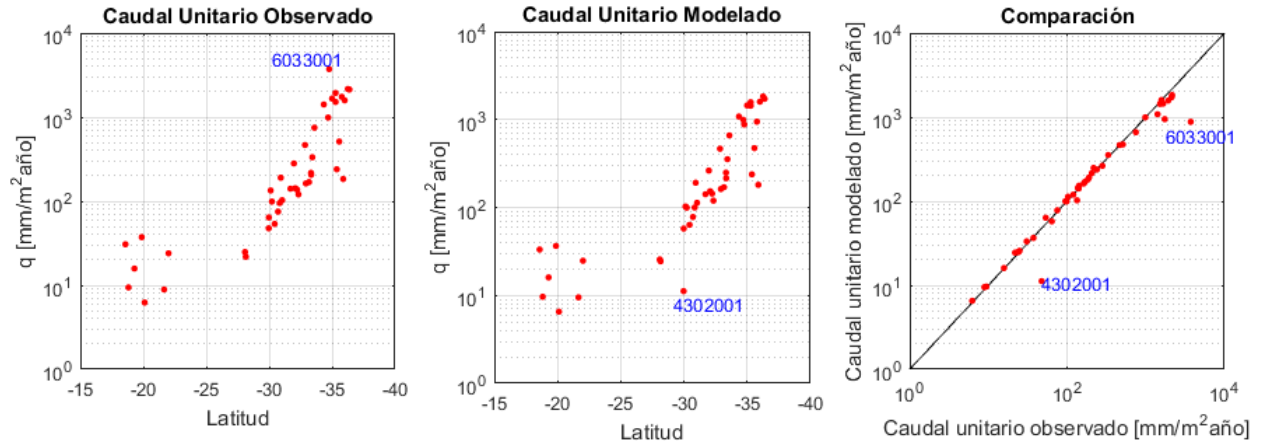


Figura 2.45: Caudales unitarios modelados y observados de cuencas calibradas. Los valores son válidos para el período de calibración de cada cuenca.

Los resultados del modelo VIC fueron validados respecto de dos componentes claves en el balance hidrológico: la evapotranspiración y la recarga de aguas subterráneas. Para validar los resultados de evapotranspiración, se desarrolló y aplicó una metodología basada en el balance de energía de la superficie, calculada a partir de información climática de superficie, complementada con información proveniente de plataformas satelitales. El algoritmo desarrollado (ver más detalles en Anexo I) permite capturar la variabilidad espacial de la señal de evapotranspiración a nivel de cuenca, tal como se presenta en la Figura 2.46

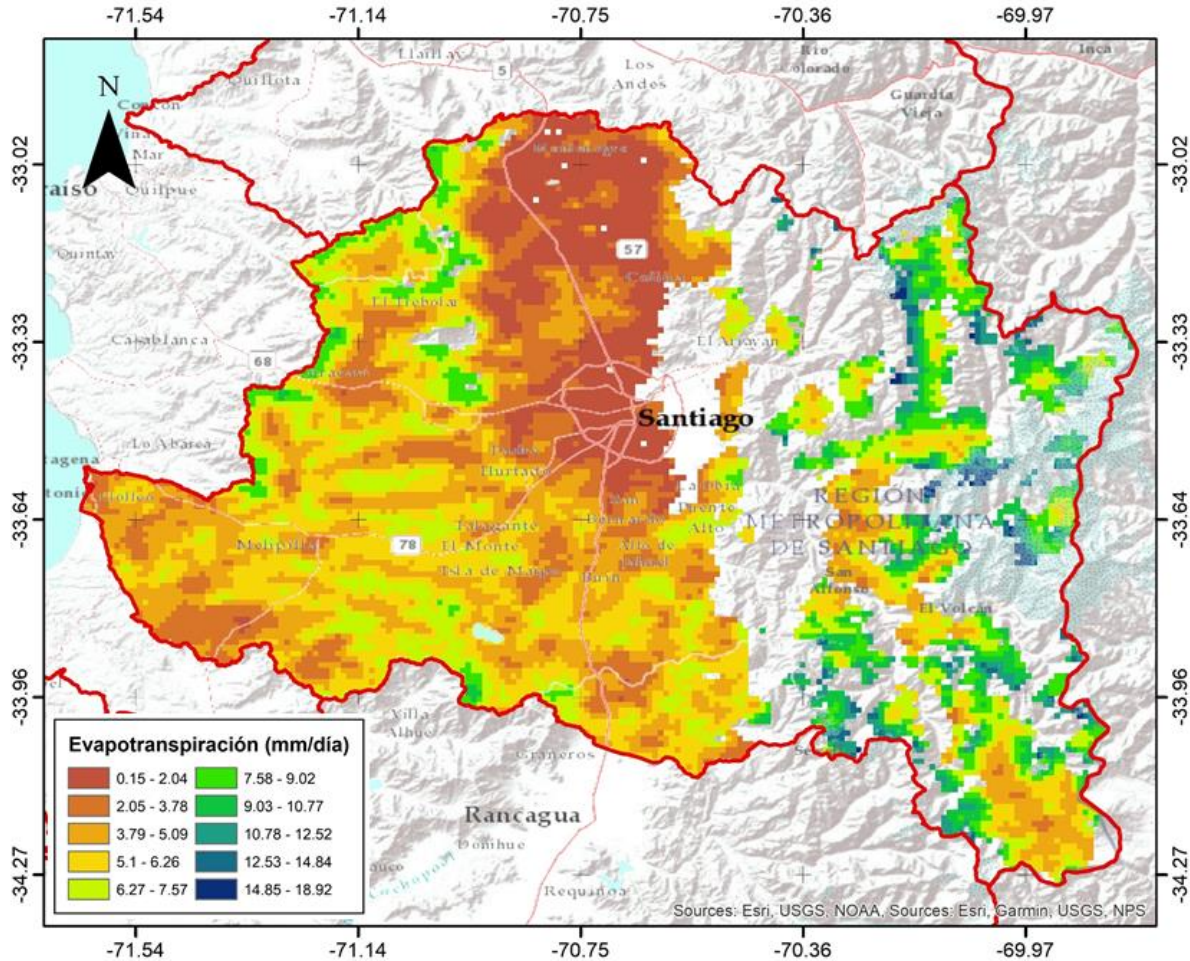


Figura 2.46 Evapotranspiración real estimada para en la cuenca del río Maipo para el día 25 de enero de 2008 a través de algoritmo desarrollado.

La validación del producto generado se implementó contrastando los valores obtenidos de Evapotranspiración real calculada (ET_r) con la Evapotranspiración Potencial (ET_o) reportada por la estación agrometeorológica de la red Agroclima para la localidad de Pirque⁹, observándose valores de ET_{real} simulados de acorde a lo esperado (Figura 2.47).

⁹ <http://www.agroclima.cl/InformesAgroclima/InformesAgroclimaticos.aspx?IdEst=217&Infor=23>

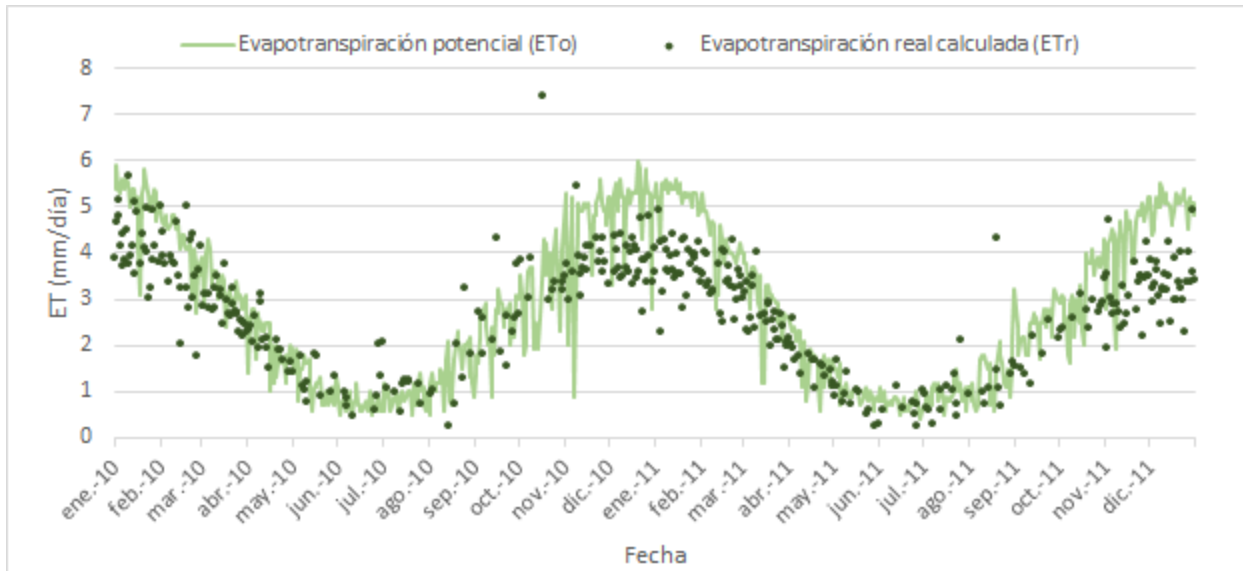


Figura 2.47 Series de evapotranspiración de referencia calculada por la estación agrometeorológica en la estación Pirque de la red Agroclima (ETo) y Evapotranspiración real calculada (ETr) en el pixel correspondiente a la estación para los años 2010 y 2011.

Adicionalmente, se estimó la recarga según los métodos MoMRLr y RORA (Rorabaugh, 1964), los que se contrastan con la estimación de recarga del modelo VIC, el cual se basa en un balance de masa en el tercer estrato de suelo (para mayor información sobre la estimación de recarga, consultar el Anexo C). En la Figura 2.48, cada punto representa una cuenca calibrada, mientras que los colores hacen la distinción entre ambos métodos en contraste con la recarga modelada (VIC). En general, existe una subestimación de la recarga, aunque se debe notar que, en todos los casos, el orden de magnitud es el mismo.

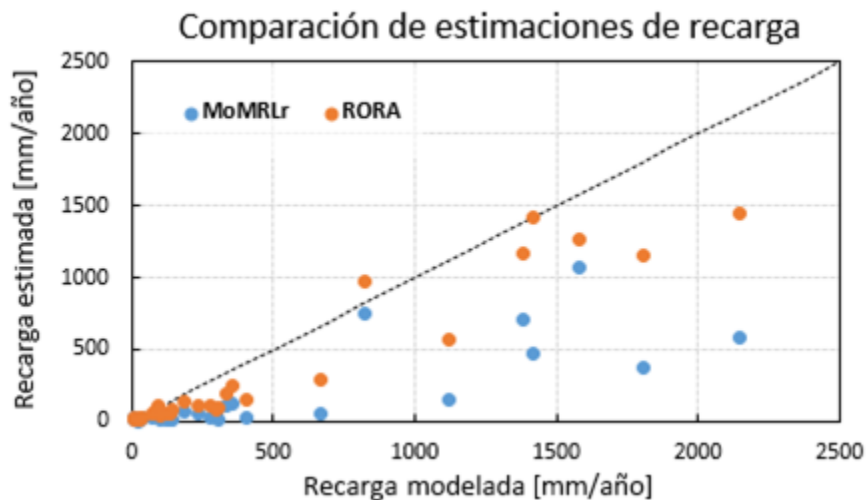


Figura 2.48: Estimaciones de recarga según los métodos MoMRLr y RORA y según el balance de masa realizado en la tercera capa de suelo usando flujos estimados por VIC (recarga modelada).

2.5 INCORPORACIÓN DE COMPONENTES ADICIONALES DEL BALANCE HÍDRICO

Dada la formulación física del modelo VIC, es necesario implementar consideraciones adicionales para complementar el modelo y así poder incorporar al balance hídrico todos los procesos requeridos para una correcta representación hidrológica. En particular se requiere incorporar el rol que tienen los glaciares en la acumulación y posterior aporte de agua, así como también se requiere incorporar el incremento en evapotranspiración asociado al riego de cultivos. A continuación, se describe la metodología utilizada en cada caso.

2.5.1 GLACIARES

El modelo hidrológico VIC contiene un módulo glaciar que se encuentra bajo desarrollo, por lo que la versión empleada en este balance hídrico, para efectos prácticos, no considera los cuerpos glaciares. Por tanto, el modelo VIC ha considerado solamente los balances de masa sin tomar en consideración el volumen de almacenamiento que representan los glaciares.

Este volumen que puede aportar un glaciar tiene un rol hidrológico relevante especialmente en las zonas altas de las cuencas: Castillo (2015) señala que la totalidad los cuerpos glaciares del Alto Maipo aportan hasta un 81% del caudal total de verano (diciembre – marzo) en un año muy seco, 44% en uno normal y 21% en uno muy húmedo. Sin embargo, Casassa *et al.* (2015) indican que la relevancia hídrica del caudal glaciar es generalmente un 5% menor que lo estimado para un mes de un año seco (comparado con Peña y Nazarala, 1987), y por lo general, el aporte glaciar decrece fuertemente aguas abajo (ver Figura 2.49). Por ejemplo, los valores de caudal glaciar aportados en un año seco para la estación Maipo en El Manzano corresponden a un 62% para el mes de marzo, o equivalentemente, a un 13% para el total anual.

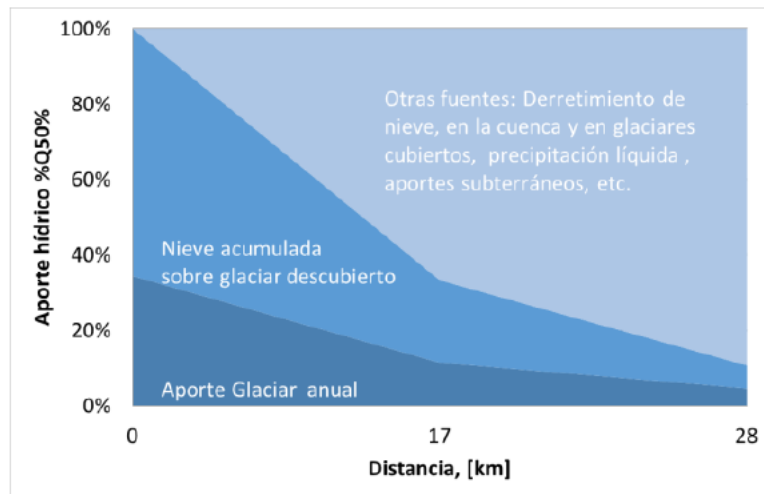


Figura 2.49: Porcentaje de aporte hídrico de los glaciares respecto del caudal promedio anual (probabilidad de excedencia del 50%) para el Estero de Yerba Loca, en función de la distancia relativa a los glaciares. Fuente: Casassa (2015).

El rol hidrológico de los glaciares varía ante distintas condiciones climáticas, pero también ante los cambios climáticos que se han registrado en las últimas décadas: en base a imágenes *Landsat* entre los años 1986 a 2011, Cortés *et al.* (2014) detectaron una pérdida de 36,2 Km² de glaciares (15% de reducción) en una región de alta presencia glaciar compartida entre las cuencas del Aconcagua, Maipo y Argentina. Este rol hidrológico se ve fuertemente afectado por el retroceso de la superficie glaciar, siendo más severo en cuencas con glaciares pequeños. Adicionalmente, los glaciares pueden ser cubiertos (glaciares de roca y cubiertos por detritos) o descubiertos. En la cuenca del Maipo los glaciares descubiertos han disminuido su superficie a una mayor velocidad que los cubiertos: 3,51 Km²/año y 0,75 Km²/año respectivamente (Castillo, 2015).

I. METODOLOGÍA

El objetivo de esta metodología es crear series sintéticas de caudales glaciar, en base a las forzantes meteorológicas descritas en las secciones anteriores de este informe. Las metodologías disponibles para abarcar este problema proveen distintos enfoques, desde las más sofisticadas en base a un balance radiativo (radiación de onda corta y onda larga, temperatura, velocidad del viento, etc.), hasta las metodologías más simples (como el método de “grados día”). En este estudio se optó por una aproximación simple al balance radiativo, debido a las limitaciones existentes en la recolección de los datos necesarios para la implementación total del método. Al crear series sintéticas se está captando la evolución glaciar, su desarrollo en área y volumen, por lo tanto, el almacenamiento total de agua que posee junto con el caudal glaciar que libera.

Para el balance radiativo, se ocupa la metodología propuesta por Castillo (2015), la cual entrega un caudal glaciar diario separado en dos orígenes: Q_{snow} correspondiente al caudal aportado por el manto de nieve ubicado sobre el hielo glaciar; y Q_{ice} , el caudal aportado por el derretimiento del hielo glaciar. Dado que VIC incorpora el caudal relacionado al manto nival, la metodología hace referencia solo Q_{ice} , correspondiente al caudal glaciar. A grandes rasgos, el caudal glaciar (Q_{ice}) queda explicado por la ecuación (2.6) (Schaefli *et al.*, 2005; Suarez *et al.*, 2008):

$$Q_{ice_t} = Q_{ice_{t-1}} * e^{-\frac{\Delta t}{k}} + (P_t * S_t + M_t) \left(1 - e^{-\frac{\Delta t}{k}}\right) \quad (2.6)$$

Donde k es una constante de tiempo que determina el retraso debido al ruteo del caudal, S_t es la superficie libre del glaciar libre de nieve (adimensional entre 0 y 1) y M_t es el derretimiento de hielo desde el glaciar, obtenido por balance radiativo. Este derretimiento ocurre sólo si la temperatura supera un umbral T_0 °C, y depende tanto de la superficie libre del glaciar (S_t) como de propiedades físicas de la nieve. Finalmente, P_t es la precipitación líquida, que ocurre solamente sobre el umbral T_0 °C.

El derretimiento de hielo desde el glaciar (M_t) depende de la energía total para derretimiento que está presente en un tiempo “ t ”, que depende de la radiación neta total (E_n) y otros factores adicionales (como la densidad de agua ρ_w , el calor latente de fusión L_f y la calidad térmica del manto B), combinados por pesos por un factor R_f (adimensional entre 0 y 1). Este proceso de derretimiento se calibra independientemente para glaciares cubiertos y descubiertos, según la siguiente ecuación:

$$M_t = \frac{E_n (1 - R_f)}{\rho_w L_f B}, \text{ si } T_t > T_0 \quad (2.7)$$

Finalmente, la ecuación de caudal está considerada en altura de agua [m], por lo que finalmente el caudal aportado por el glaciar para el paso de tiempo es:

$$Q_G = \frac{Q_{ice_t} * A_t}{\Delta t} \quad (2.8)$$

Los parámetros que se deben calibrar para la obtención del aporte fluvial de los glaciares son T_0 , k , y R_f , tanto para glaciares cubiertos como descubiertos.

II. DATOS

Se contó con dos inventarios glaciares proporcionados por la DGA (1984 y 2017), en donde los valores de área glaciar fueron obtenidos en base a imágenes satelitales. Sin embargo, el inventario más reciente (ver Figura 2.50) catastra imágenes satelitales obtenidas mayoritariamente después del año 2000, es decir, luego de que se ha documentado a nivel global un retroceso acentuado del área glaciar (Cortés *et al.*, 2014). Se ocupó, en consecuencia, el inventario antiguo (con dataciones de áreas desde 1944 a 1986) como valores representativos de la superficie glaciar. En regiones del Norte Grande, como Arica y Parinacota y Antofagasta, el inventario antiguo catastra áreas un 44% y 91% mayores, respectivamente. En el Norte Chico y zona Central la diferencia entre ambos inventarios varía entre 2% y 30%. En futuras actualizaciones se puede usar información de nuevos catastros como el estudio de Barcaza *et al.* (2017).

Las imágenes satelitales, proveen una idea de la evolución glaciar, aunque gran parte de las imágenes limitada a la disponibilidad de éstas para el período de estudio. En base al estudio DGA (2011) se pudieron establecer distintas tasas de retroceso ($\text{Km}^2/\text{año}$) para distintos glaciares de Chile, intentando cuantificar una reducción promedio por región (ver Figura 2.51).

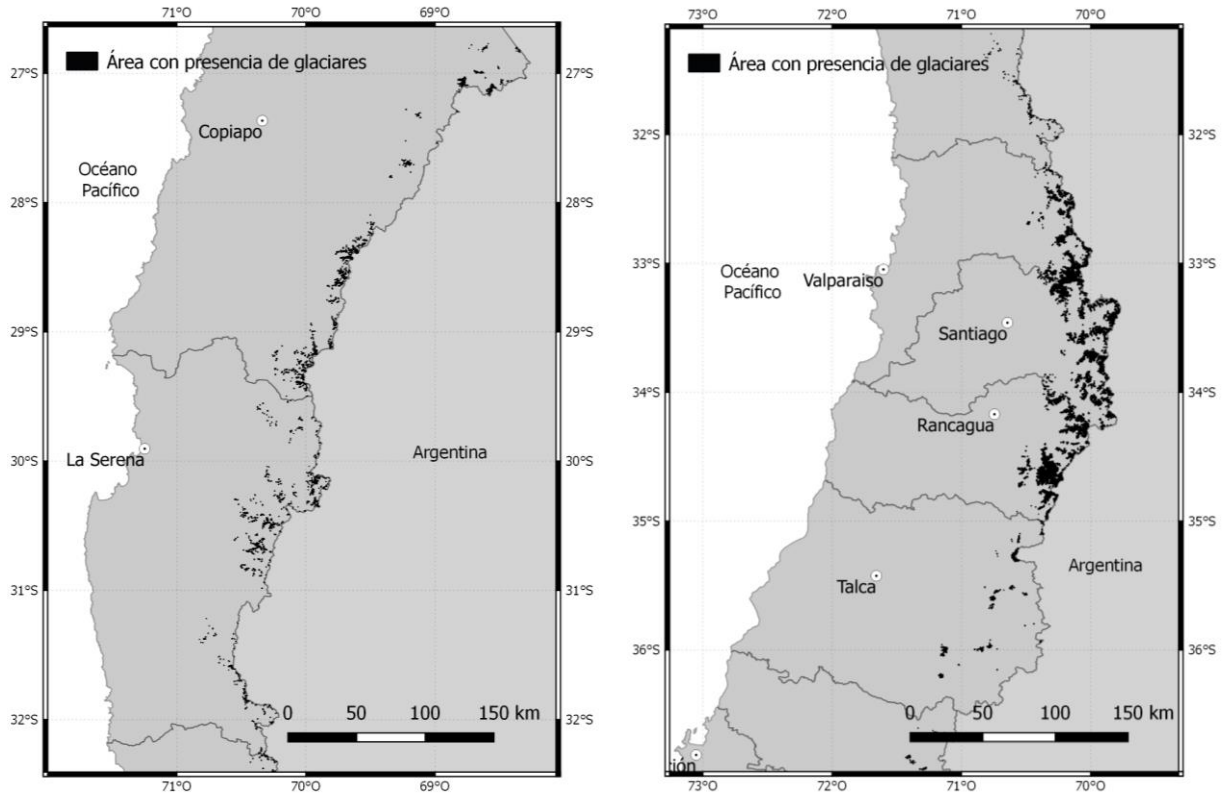


Figura 2.50: Presencia de glaciares en el Inventario de glaciares del año 2017 perteneciente a la DGA. Se presenta solamente un extracto entre las regiones de Atacama y Maule.

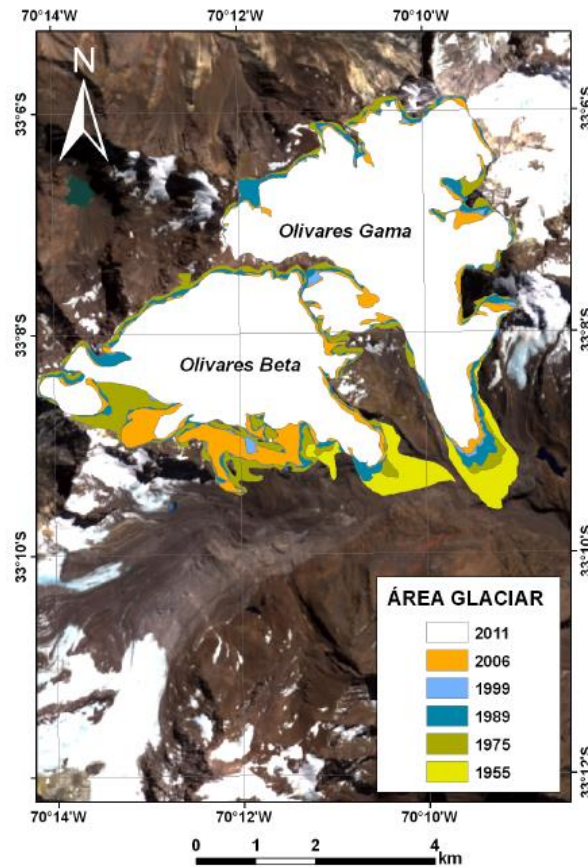


Figura 2.51: Variación de área del glaciar Olivares (Olivares Beta y Gama [sic]). Fuente: DGA (2011).

Los valores de retroceso presentan heterogeneidad a nivel regional e incluso local, debido a las características propias de cada cuerpo glaciar. Esto se refleja en zonas en que los glaciares aumentan su área, o dado el caso particular, glaciares que mantienen su área constante y varían su volumen sólo debido a variaciones de espesor. Sin embargo, para aplicar la metodología a nivel nacional, se han ocupado las tasas de retroceso lineal como valores de contraste para la calibración del comportamiento glaciar, aproximando a cada glaciar la tasa de retroceso glaciar registrada más próxima a su ubicación, u ocupando una tasa de retroceso promedio regional, especialmente en el Norte Grande, donde existen menos glaciares. La tasa de retroceso se basa en los registros de áreas glaciares para los cuerpos glaciares más documentados. Se asume una tasa lineal de esta variación, como una aproximación simple al proceso de retroceso, en caso de existir. Este supuesto se considera adecuado como una caracterización de la disminución del área en los 30 o 50 años de análisis. Las tasas de retroceso ocupadas en la metodología son concordantes con las mencionadas en Barcaza et al. (2017).

Para este estudio se considerarán solamente glaciares cubiertos y glaciares descubiertos, sin ahondar en clasificaciones intermedias en función del porcentaje de cobertura. Como consideraciones finales, se deben diferenciar los glaciares tropicales que están al norte de la diagonal árida (correspondientes al Norte Chico y Grande), debido a que poseen otros comportamientos, influenciados por el invierno boliviano y la sublimación. Aunque existen parametrizaciones de sublimación para glaciares ubicados

sobre la diagonal árida en función de variables meteorológicas (Kull y Grosjean, 2000), también existe el enfoque de adoptar un valor constante diario de sublimación, con valores dentro del rango 2 – 2,5 mm (Ginot *et al.*, 2006; Gascoïn *et al.*, 2011). Como valor conservador en una aproximación básica al problema de sublimación, un valor constante de sublimación de 2 mm/día se incorporó a todos los cuerpos glaciares sobre la diagonal árida.

III. CALIBRACIÓN

Una calibración debiese contar con series de caudales observados. Sin embargo, estas series tienen dos problemas fundamentales: (1) no distinguen el origen del agua (glaciar, nival, vegas, napa, etc.), y (2) no existe la cantidad necesaria de registros fluviométricos a la salida de los glaciares. Como una segunda alternativa, se consideró refinar la metodología en base a la evolución del área de los glaciares.

La calibración en base a la variación del área glaciar se fundamenta en la relación volumen – área, que genera una equivalencia potencial entre el volumen glaciar y la extensión superficial del mismo, como se indica en la ecuación (2.9)

$$V = C S^{\gamma} \quad (2.9)$$

Donde el volumen (V) está expresado en 0,001 Km³ y el área (S), en Km². Los parámetros C y γ son factores empíricos que se han calibrado en base a distintos procedimientos y metodologías, en donde se destacan C = 28,5 y $\gamma = 1,357$ (Chen y Ohmura, 1990), C = 27,6 y $\gamma = 1,36$ (Bahr *et al.*, 1997), entre otros.

No obstante, la relación volumen – área descrita anteriormente ha sido calibrada para un catastro global de glaciares, lo cual se aleja de la realidad nacional, debido a la menor extensión de área en los glaciares existentes. Huenante (2018) adaptó esta relación para los glaciares Andinos chilenos – excluyendo la zona Austral y los Campos de Hielo Sur –, dado que son más amplios en área y no tan profundos como la predicción indica. En base a lo anterior, para glaciares entre 0,01 y 30 Km², Huenante propone la relación:

$$V = 22,45 S^{1,27} \quad (2.10)$$

Con este ajuste, se obtiene un volumen de glaciar que no sobrestima las mediciones, obteniéndose una disminución de volúmenes del 31% con respecto a la relación propuesta por Chen y Ohmura (1990) (Huenante, 2018). Esta es la relación que se usó para las metodologías a aplicar en este estudio.

Al terminar un año hidrológico, se hace un balance de masa considerando todo el caudal aportado por derretimiento de hielo y nieve por parte del glaciar, como además el ingreso de masa de agua a través de precipitación sobre su superficie. Con la relación volumen – área se puede actualizar el valor año a año, para poder comparar finalmente con imágenes satelitales de los glaciares en estudio.

$$S_{t=365} = \sqrt[1,27]{\frac{V_{t=0} + \Delta V_{t=365}}{22,45}} \quad (2.11)$$

Para ajustar los valores de variación de área glaciar, se ocupó un proceso de optimización sobre los parámetros T_0 , k , y R_f . Sin embargo, estudios de sensibilidad arrojaron una fuerte dependencia del valor R_f , mientras que quedaron fijos $T_0=0,5^\circ\text{C}$ y $k=3,5$ días.

Por otra parte, el 1% de los glaciares del inventario considerado bajo esta metodología no pudieron ser óptimamente simulados, presentando divergencia en sus áreas. Todos estos casos, excluidos del resultado final, corresponden a glaciares sobre la diagonal árida, evidenciando la necesidad de una metodología más fina en esta área.

IV. RESULTADOS

Se simuló el comportamiento glaciar para el periodo continuo 1980-2060 considerando 4 escenarios de cambio climático con los modelos CCSM4, CSIRO-Mk3-6-0, IPSL-CM5A-LR y MIROC-ESM. En general se aprecia un aumento del caudal glaciar en torno al año 2000, para luego una reducción total del área glaciar, predominando en la simulación la desaparición de los glaciares. Se muestra una reducción importante del área glaciar, desapareciendo algunos de ellos de acuerdo a la metodología considerada. Es importante tener en cuenta en estas proyecciones las limitaciones metodológicas y el contexto en el que se aplican. Como ejemplo, se muestra en la Figura 2.52 la evolución del área glaciar anual y el caudal glaciar diario del Glaciar 106001022, ubicado en la Región de O'Higgins. Aunque en el gráfico se muestra una línea continua en el valor de retroceso glaciar indicado por el estudio DGA (2011), esta se extrapoló a partir de imágenes satelitales analizadas entre 1985 y 2000. Con respecto al caudal glaciar, es evidente que a pesar de existir un aumento de caudal entorno al año 2000, existe luego una disminución del aporte glaciar en escorrentía a lo largo del siglo XXI.

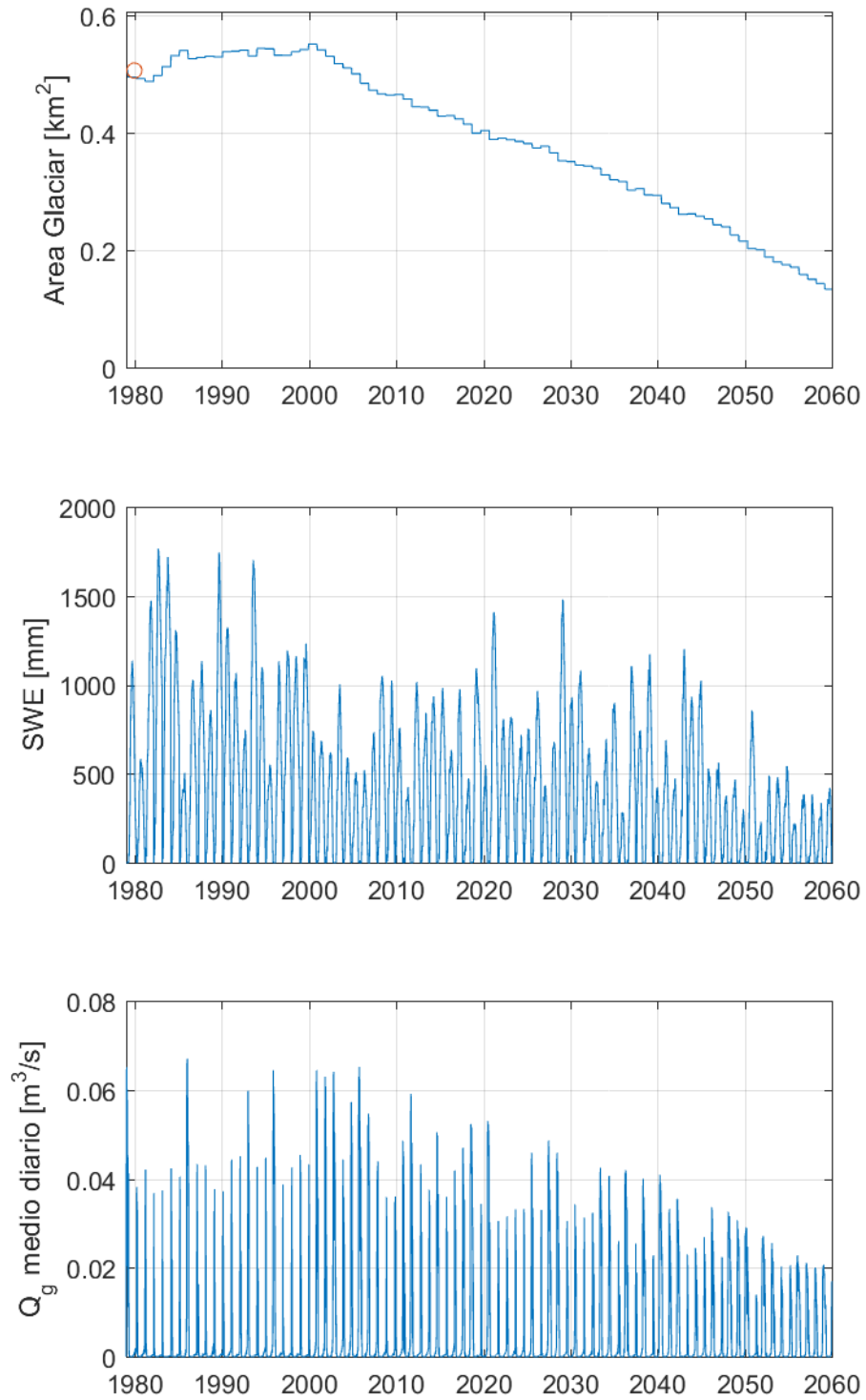


Figura 2.52: Evolución del área glaciar anual y aporte de caudal glaciar diario (Q_{ice}) para glaciar 106001022 (región de O'Higgins). Estimaciones de caudal, SWE sobre el glaciar y área glaciar para el GCM IPSL-CM5A-LR.

2.5.2 DEMANDA PARA RIEGO

El modelo VIC considera que el dominio de interés se encuentra en régimen natural, por lo que es necesario estimar las extracciones y usos de agua que alteran las mediciones de caudal en cada una de las estaciones fluviométricas utilizadas para la calibración.

En cuencas con escasa o nula intervención, los parámetros pueden ser calibrados utilizando directamente caudales medidos en las estaciones. Sin embargo, en celdas afluentes a cuencas con mediciones alteradas por usos consuntivos, se deben estimar las extracciones superficiales (generalmente riego) para restar dichos caudales a las estimaciones de VIC, permitiendo la comparación directa con los caudales de la estación fluviométrica intervenida.

La metodología considera la estimación de las demandas evapotranspirativas de los cultivos (Evapotranspiración potencial, E_p) así como la estimación de la evapotranspiración real (E_T), ambas calculadas por VIC. La diferencia entre estas dos variables representa el agua que debe ser suministrada al cultivo para que crezca sin estrés hídrico. En cada pixel, se consideran cuatro tipos de cultivos (viñedos, hortalizas, frutales y cultivos anuales, representados por el índice $k = 1,2,3,4$), para los que se estimaron las variables $E_p[k]$ y $E_T[k]$. Además, se conocen la fracción de cultivo en cada pixel, $A[k]$, la fracción parcial, $f_v[k]$ que ocupa en el mes m respecto al área $A[k]$, y una estimación de la eficiencia de riego asociada $\eta[k]$. A escala de cuenca, que es a la escala en que se hace el análisis de incorporar el riego, se asume que la eficiencia es igual 1 ya que el agua no utilizada en E_T sigue siendo parte del balance en la cuenca. Bajo el supuesto de que los cultivos siempre evapotranspiran a su potencial, se tiene la ecuación (2.12).

$$Riego_{ij}[m] = \sum_n \sum_{ij} \sum_k \frac{1}{\eta_k} (\{f_v^m[k] \cdot E_{p_{ij}}[k] + (1 - f_v^m[k]) \cdot E_{p_{ij}}\} \cdot A_{ij}[k] - \{f_v^m[k] \cdot E_{T_{ij}}[k] + (1 - f_v^m[k]) \cdot E_{T_{ij}}\} \cdot A_{ij}[k]) \quad (2.12)$$

Donde $Riego[m]$ corresponde al volumen de agua extraída para riego, n corresponde al número de días del mes m , E_T y E_p son la evaporación y evaporación potencial desde el suelo desnudo, respectivamente. Es importante destacar que los dos últimos términos son 0 para los cultivos frutales y viñas, debido a que el tipo de riego incrementa la humedad sólo en los sectores aledaños a las raíces de las plantas. Los índices ij indican el píxel donde se realiza el cálculo. Luego, el volumen mensual de agua disponible considerando intervención, está dado por la ecuación (2.13).

$$Q_{ij}^*[m] = \sum_n \sum_{ij} Q_{ij}[m] - Riego_{ij}[m] \quad (2.13)$$

Donde Q_{ij} es la esorrentía total generada por VIC para una cuenca en estado natural. Es necesario resaltar que se puede definir los meses m donde la variable $Riego_{ij}[m] = 0$. En el caso del presente estudio se considera que el riego se da solo en los meses de septiembre a marzo.

Para obtener los pixeles que poseen cultivos se utiliza el análisis de imágenes Landsat realizado por Zhao et al. (2016), donde se estima el uso de suelo para todo Chile con resolución espacial de 30 metros (ver Figura 2.53) Debido a la diferencia en la resolución espacial (en el presente estudio se utiliza 0,05° ~5 km) es necesario agupar la información (ver detalle en Anexo A). En particular, para considerar que en un pixel existe área cultivada, esta debe representar al menos el 5% del área, pues en caso contrario no es posible estimar los parámetros necesarios para la modelación (en particular, resulta difícil realizar una estimación del LAI, de la cual depende la estimación de la evapotranspiración potencial). El área de cultivos considerado en VIC para el cálculo de la demanda evapotranspirativa se muestra en la Tabla 2-12.

Tabla 2-12: Áreas irrigadas consideradas para la estimación de la demanda evapotranspirativa.

Código DARH	Nombre	Área cultivada [Ha]
1500	Río Uchusuma	0,0
1501	Río Lluta	631,7
1502	Cuencas del Pacífico compartidas con Perú	0,0
1503	Cuencas Altiplánicas	0,0
1504	Río San José	348,7
1505	Cuencas Costeras entre Río San José y Río Camarones	0,0
1506	Salar de Surire	0,0
1507	Río Camarones	0,0
100	Cuencas Altiplánicas desde Río Sacaya hasta límite Regional Norte	0,0
101	Quebrada de Tana	0,0
102	Cuenca Costera al sur de Camarones	0,0
103	Salar de Bella Vista	333,6
104	Cuencas Altiplánicas desde límite Regional Sur hasta Salar Huayco	0,0
105	Cuencas Costeras Quebrada de Tana y Salar de Soronal	0,0
106	Salar de Soronal	0,0
107	Salar Grande	0,0
108	Cuenca Costera Salar Grande	0,0
200	Cuencas Fronterizas entre Salar Michincha y Río Loa	0,0
201	Río Loa	682,8
202	Cuencas Costeras Norte Ciudad Antofagasta	0,0
203	Cuencas Altiplánicas Endorreicas Fronterizas	0,0
204	Cuencas Altiplánicas Endorreicas	0,0
205	Cuencas del Salar de Atacama	973,5
206	Cuencas Endorreicas Salar de Atacama	0,0
207	Cuencas Antofagasta	0,0
208	Quebrada La Negra	0,0
209	Cuencas Costeras Sur Ciudad Antofagasta	0,0
300	Cuencas Endorreicas entre Frontera y Vertiente del Pacífico	0,0
301	Quebrada Pan de Azúcar	0,0
302	Cuencas Costeras entre Quebrada Pan de Azúcar y Río Salado	0,0
303	Río Salado	0,0
304	Cuencas Costeras e Islas entre Río Salado y Río Copiapó	74,8
305	Río Copiapó	7448,7
306	Cuencas Costeras entre Río Copiapó y Río Huasco	143,0
307	Río Huasco	4183,5
308	Cuencas Costeras e Islas entre Río Huasco y Quebrada Chanaral	0,0
400	Cuencas Costeras e Islas entre Tercera Región y Quebrada de Los Choros	0,0
401	Río de Los Choros	0,0

Código DARH	Nombre	Área cultivada [Ha]
402	Cuencas Costeras e Islas entre Quebrada de Los Choros y Río Elqui	471,7
403	Río Elqui	9224,7
404	Cuencas Costeras entre Río Elqui y Río Limarí	10605,8
405	Río Limarí	41767,3
406	Cuencas Costeras entre Río Limarí y Río Choapa	87,5
407	Río Choapa	8255,6
408	Cuencas Costeras entre Río Choapa y Río Quilimarí	46,2
409	Río Quilimarí	0,0
500	Cuencas Costeras entre Río Quilimarí y Río Petorca	0,0
501	Río Ligua	4501,5
599	Río Petorca	789,4
502	Cuencas Costeras entre Río Ligua y Río Aconcagua	467,8
503	Río Aconcagua	58411,7
504	Cuencas Costeras entre Río Aconcagua y Río Maipo	6361,9
505	Cuencas Costeras entre Río Maipo y Río Rapel	9009,7
1300	Río Maipo	162837,4
600	Río Rapel	256215,5
601	Cuencas Costeras entre Estero Alhué y Quebrada del Espino	885,9
602	Cuencas Costeras Sector Pichilemu	202,6
603	Estero Nilahue	11648,8
604	Río Paredones	282,7
700	Cuencas Costeras Maule Norte	342,6
701	Río Mataquito y afluentes	85753,8
702	Cuencas Costeras Talca	1631,2
703	Río Maule	326250,1
704	Cuencas Costeras entre Río Maule y Río Reloca	0,0
705	Río Reloca	508,2
706	Cuencas Costeras Chanco	785,2
707	Cuencas Costeras Maule Sur	37,0

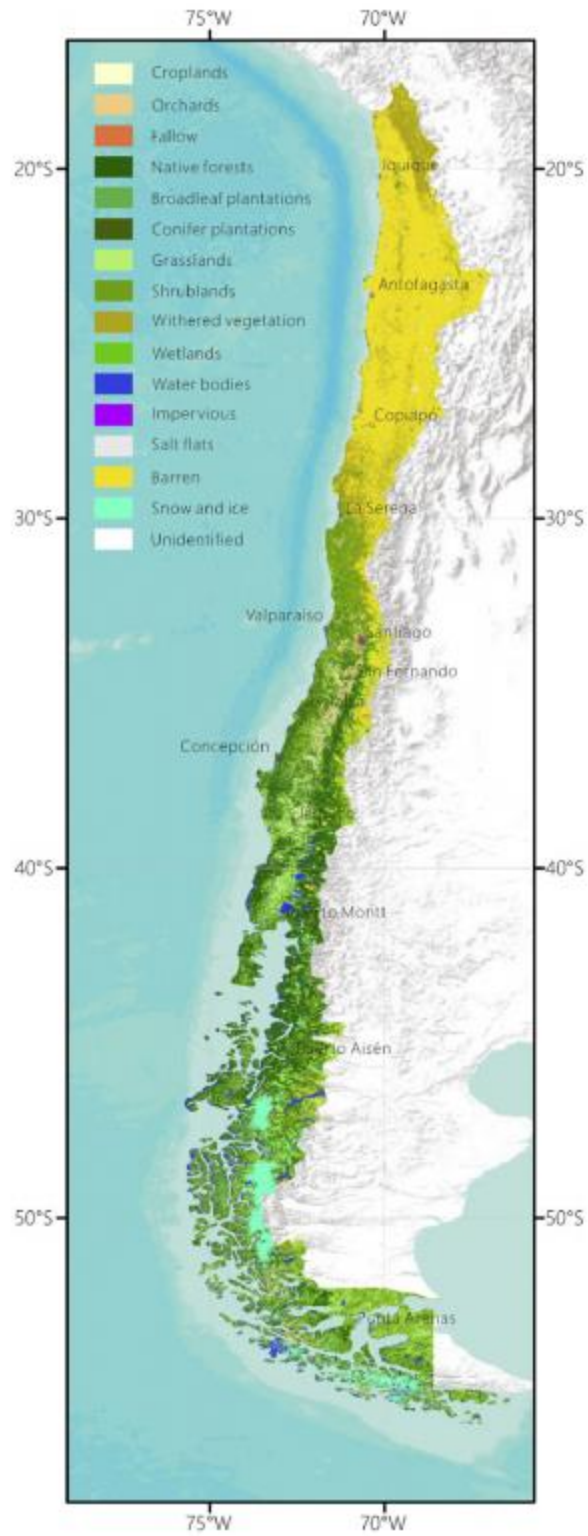


Figura 2.53 Mapa de usos de suelo para Chile con resolución de 30 metros. Fuente Zhao et al.,2016.

El efecto del riego en los pixeles con zonas irrigadas aumenta considerablemente los montos de evapotranspiración, tal como se aprecia en la Figura 2.54, donde se muestra la evapotranspiración promedio de todas las zonas con cultivo dentro de la cuenca del río Maipo. El efecto del riego aumenta de manera importante los flujos de salida verticales desde septiembre y marzo. El efecto del riego aumentando la ET se nota especialmente en las zonas de riego en el norte del país, donde la ET aumenta en más de diez veces, como se aprecia en la Figura 2.55.

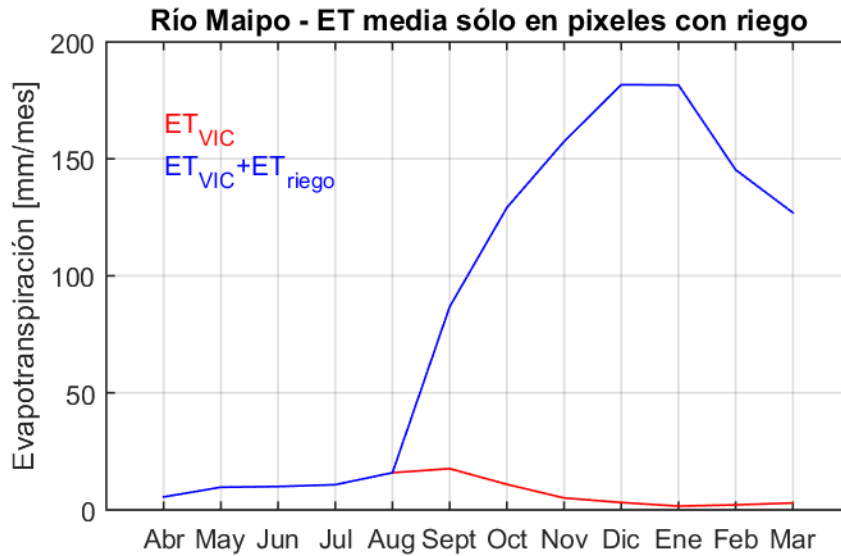


Figura 2.54: Curva de variación estacional de la evapotranspiración en las zonas de regadío dentro de la cuenca del río Maipo.

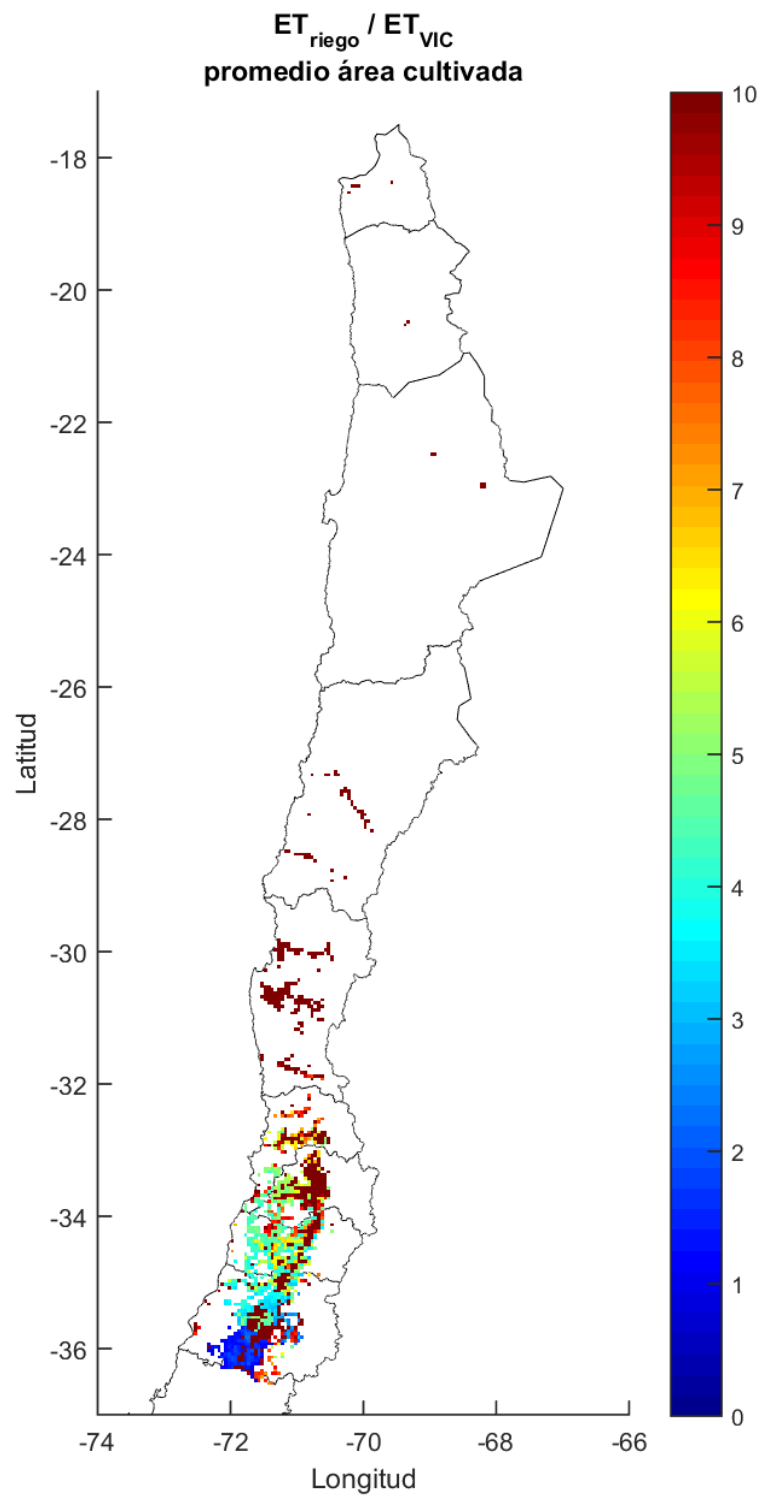


Figura 2.55: Relación entre la evapotranspiración natural modelada según VIC y la evapotranspiración incorporando riego. Se muestran solamente los pixeles que contienen áreas cultivadas.

Los resultados de evapotranspiración obtenidos en el presente estudio se contrastan con los obtenidos en el estudio “Estimación de la demanda actual, proyecciones futuras y caracterización de la calidad de los recursos hídricos en Chile” (DGA, 2017b). En particular, debido a las diferencias metodológicas (uso de Isoyetas del estudio “Balance Hídrico Nacional, 1987” (DGA, 1987), factores de uso y eficiencia de riego) se comparan las demandas hídricas para uso agrícola, las que se presentan en la Tabla 2-13. Se observa que en general los valores obtenidos en el presente estudio son más bajos que en (DGA, 2017b). En la zona norte, esto se puede deber a la metodología empleada, pues solo se considera que existen cultivos si estos representan más de un 5% del pixel. Sin embargo, los valores presentados en el estudio (DGA, 2017b), parecen estar sobreestimados, ya que existen cuencas en las que la demanda evaporativa en zonas con cultivos es mayor a la precipitación disponible.

Tabla 2-13 Comparación de la demanda evapotranspirativa para zonas con cultivos.

Código Cuenca	Nombre Cuenca	Demanda riego DGA (2017b) (m³/s)	Demanda riego Estudio actual (m³/s)
10	Altiplánicas	12,320	0
11	Quebrada de la Concordia	0,214	0
12	Río Lluta	16,860	0,27
13	Río San José	0,848	0,14
14	Costeras Río San José-Q. Camarones	0,146	0
15	Q. Río Camarones	1,151	0
16	Costeras Río Camarones-Pampa del Tamarugal	10,485	0
17	Pampa del Tamarugal	27,541	0,15
18	Costeras Tilviche-Loa	0,017	0
20	Fronterizas Salar Michincha-Río Loa	7,553	0
21	Río Loa	22,158	0,32
22	Costeras RLoa-Q. Caracoles	60,306	0
23	Fronterizas Salares Atacama-Socompa	5,306	0
24	Endorreica entre Fronterizas y Salar Atacama	6,094	0
25	Salar de Atacama	52,641	0,45
26	Endorreicas Salar Atacama-Vertiente Pacífico	0,012	0
27	Quebrada Caracoles	1,199	0
29	Costeras entre Q. la Negra y Q. Pan de Azúcar	0,002	0
30	Endorreicas entre Frontera y Vertiente del Pacífico	0,206	0
31	Costeras Q. Pan de Azúcar-Río Salado	0,041	0
32	Río Salado	0,082	0
33	Costeras e Islas Río Salado-Río Copiapó	0,190	0
34	Río Copiapó	3,915	3,32
35	Costeras entre Río Copiapó y Q. Totoral	0,191	0,06
36	Q. Totoral y Costeras hasta Q. Carrizal	0,060	0
37	Quebrada Carrizal y Costeras hasta Río Huasco	0,558	0
38	Río Huasco	44,291	1,77
39	Costeras e Islas entre Río Huasco y Cuarta Región	0,755	0
40	Costeras e Islas entre III Región y Q. Los Choros	8,190	0

Código Cuenca	Nombre Cuenca	Demanda riego DGA (2017b) (m ³ /s)	Demanda riego Estudio actual (m ³ /s)
41	Río los Choros	83,620	0
42	Costeras entre Río Los Choros y Río Elqui	8,144	0,18
43	Río Elqui	169,577	3,81
44	Costeras entre Elqui y Limarí	37,713	4,25
45	Río Limarí	252,387	17,3
46	Costeras entre Río Limarí y Río Choapa	35,126	0,04
47	Río Choapa	191,178	3,4
48	Costeras entre Río Choapa y Río Quilimarí	30,725	0,02
49	Río Quilimarí	15,577	0
50	Costeras Quilimarí-Petorca	2,435	0
51	Río Petorca	23,501	0,31
52	Río Ligua	10,081	1,79
53	Costeras Ligua-Aconcagua	7,599	0,18
54	Río Aconcagua	38,645	23,39
55	Costeras entre Aconcagua y Maipo	12,108	2,51
57	Río Maipo	78,119	65,65
58	Costeras entre Maipo y Rapel	10,693	3,75
60	Río Rapel	116,462	104,14
61	Costeras Rapel y Nilahue	2,628	0
70	Costeras entre limite Región y R Mataquito	2,103	0
71	Río Mataquito	70,346	35,23
72	Costeras Mataquito-Maule	2,553	0
73	Río Maule	238,933	128,7
74	Costeras Maule y Limite Región	5,968	0

2.5.3 ANÁLISIS DE OTRAS DEMANDAS

Para cuantificar el uso consuntivo de agua con un origen distinto al agrícola, se utiliza la información recopilada en el estudio DGA (2017), donde se estiman las demandas asociadas a Minería, Agua Potable y Agua Potable Rural (ver Tabla 2-14). Debido a que no se cuenta con series temporales de dicha información, en el presente estudio solo se utiliza como referencia para complementar los resultados obtenidos.

Tabla 2-14 Demanda Hídrica de agua potable, agua potable rural y minería por cuenca.

Código ID	Nombre Cuenca	Consumo Agua Potable [l/s]	Agua potable Rural [l/s]	Minería [l/s]	Total [m ³ /s]
10	Altiplanicas		3	386	0,39
12	Río Lluta		7	5	0,01
13	Río San Jose	410	9	1	0,42
14	Costeras R. San Jose-Q.Camarones		1	7	0,01
15	Q. Río Camarones		1	1	0,00
16	Costeras R.Camarones-Pampa del		1	10	0,01

Código ID	Nombre Cuenca	Consumo Agua Potable [l/s]	Agua potable Rural [l/s]	Minería [l/s]	Total [m3/s]
	Tamarugal				
17	Pampa del Tamarugal	45	6	598	0,65
18	Costeras Tilviche-Loa	643	2	643	1,29
20	Fronterizas Salar Michincha-R.Loa		0		0,00
21	Río Loa	357	4	1353	1,71
22	Costeras R.Loa-Q.Caracoles	552	0	70	0,62
25	Salar de Atacama		10	168	0,18
26	Endorreicas Salar Atacama-Vertiente Pacífico			205	0,21
27	Quebrada Caracoles	168		392	0,56
28	Quebrada la Negra	93		441	0,53
29	Costeras entre Q. la Negra y Q. Pan de Azucar	57	1	98	0,16
31	Costeras Q.Pan de Azucar-R.Salado		0	11	0,01
32	Río Salado	46	0	80	0,13
33	Costeras e Islas R.Salado-R.Copiapo	39	0	32	0,07
34	Río Copiapo	336	3	638	0,98
35	Costeras entre R.Copiapo y Q.Total		0		0,00
36	Q.Total y Costeras hasta Q.Carrizal		0		0,00
37	Quebrada Carrizal y Costeras hasta R. Huasco		1	56	0,06
38	Río Huasco	118	14	6	0,14
39	Costeras e Islas entre R.Huasco y Cuarta Region	1	3	4	0,01
40	Costeras e Islas entre Tercera Región y Q. Los Choros		1		0,00
41	Río los Choros		5		0,00
42	Costeras entre R. Los Choros y R. Elqui		3		0,00
43	Río Elqui	317	41	378	0,74
44	Costeras entre Elqui y Limarí	635	18	17	0,67
45	Río Limarí	190	80	108	0,38
46	Costeras entre R. Limarí y R. Choapa		2	93	0,09
47	Río Choapa	75	34	735	0,84
48	Costeras entre R. Choapa y R. Quilimarí	30	2		0,03
49	Río Quilimarí	6	12		0,02
50	Costeras Quilimarí-Petorca	1	1		0,00
51	Río Petorca	10	25	19	0,05
52	Río Ligua	64		111	0,18
53	Costeras Ligua-Aconcagua	166			0,17
54	Río Aconcagua	978		1379	2,36
55	Costeras entre Aconcagua y Maipo	1990			1,99
56	Islas del Pacífico	25			0,03
57	Río Maipo	20925		743	21,67
60	Río Rapel	1322		2243	3,56
61	Costeras Rapel-E.Nilahue	44			0,04
70	Costeras entre limite Región y R. Mataquito	3			0,00

Código ID	Nombre Cuenca	Consumo Agua Potable [l/s]	Agua potable Rural [l/s]	Minería [l/s]	Total [m3/s]
71	Río Mataquito	360			0,36
72	Costeras Mataquito-Maule	4			0,00
73	Río Maule	937		0	0,94
74	Costeras Maule y Limite Región	23			0,02

3 RESULTADOS BALANCE HÍDRICO 1985-2015

3.1 COMPARACIÓN EN ESTACIONES FLUVIOMÉTRICAS CON BAJA INTERVENCIÓN Y EN CUENCAS EN DESEMBOCADURA

Una vez realizada la transferencia de parámetros del modelo VIC, es posible corroborar la estimación de caudales medios observados versus los caudales simulados. Tomando en cuenta la base de dato CAMELS-CL (Álvarez *et al.*, 2018), se recurre al índice de intervención para estimar el caudal en cada cuenca donde el grado de intervención sea inferior al 10% y que no existan embalses. En la Figura 3.1 se muestra la comparación entre caudales medios diarios modelados y registrados en el período concurrente para 91 estaciones fluviométricas entre las macrozonas Norte y Centro, donde se muestra los códigos BNA de algunas cuencas en desembocadura. Las cuencas con su latitud, longitud y nombre se especifican en la Tabla 3.1, donde se han remarcado las cuencas en desembocadura incluidas en la Figura 3.1.

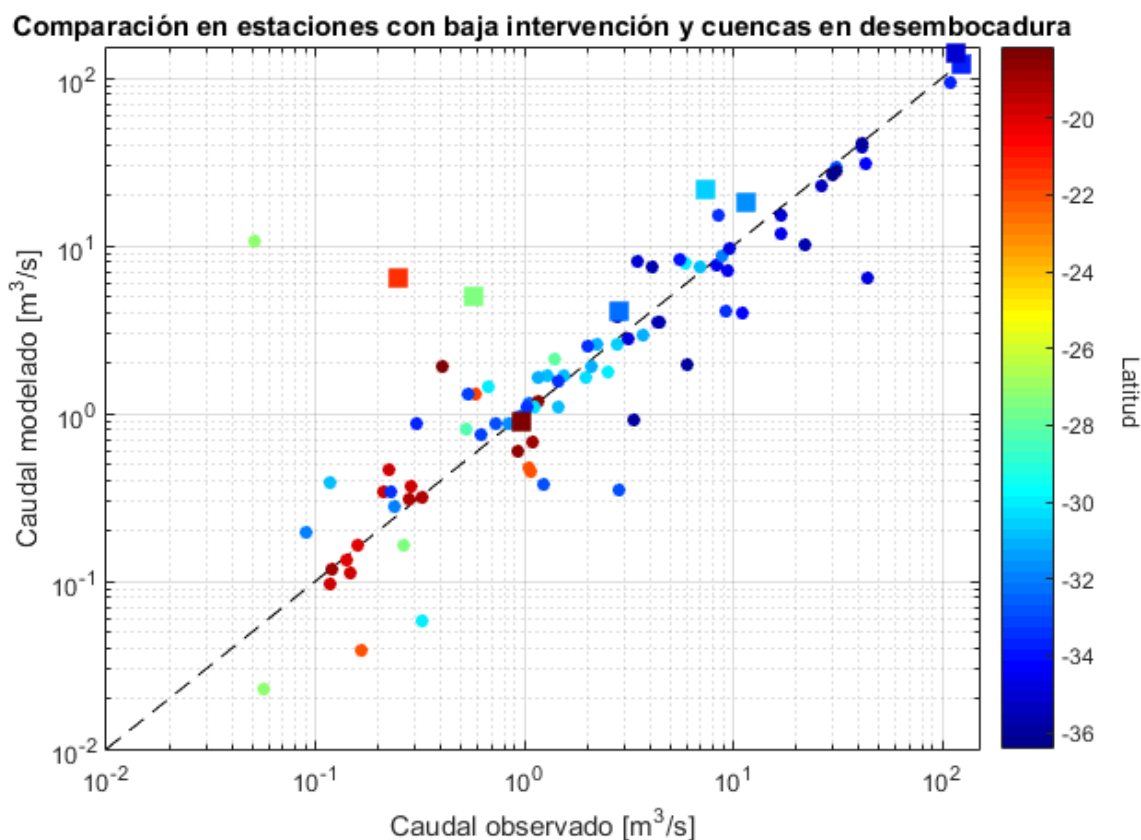


Figura 3.1: Comparación entre el caudal medio observado y el modelado por VIC (incorpora demanda de riego) en cuencas con bajo índice de intervención según CAMELS-CL. En círculo se encuentran las cuencas con bajo grado de intervención. En cuadrado las cuencas en desembocadura (ver Tabla 3-1).

Tabla 3-1 Estaciones fluviométricas usadas para contrastar el caudal simulado con el observado. Se encuentran destacadas las cuencas consideradas en “desembocadura”.

Código BNA	Latitud	Longitud	Nombre	Q obs [m³/s]	Q mod [m³/s]
1020002	-18,1936	-69,2458	Río Desaguadero Cotacotani	0,40	1,7
1050002	-20,0344	-68,8311	Río Piga En Collacagua	0,14	0,1
1050004	-20,1119	-68,8408	Río Collacagua En Peablanca	0,16	0,2
1211001	-18,4	-70,3	Río Lluta En Panamericana	0,98	0,9
1300009	-18,5133	-69,5656	Río Ticnamar En Angostura	0,94	0,6
1310002	-18,5844	-69,8114	Río San Jose En Ausipar	1,17	1,2
1410004	-18,8269	-69,6669	Río Codpa En Cala-Cala	0,12	0,1
1502008	-18,9431	-69,6197	Río Camarones En Chilpe	1,10	0,7
1610002	-19,2958	-69,3886	Quebrada Camiña En Altusa	0,28	0,3
1610004	-19,1181	-69,2447	Q. Camiña 3 Km. A. Arriba De Tarcavire	0,32	0,3
1730001	-19,8764	-68,9592	Río Coscaya En Pampa Lirima	0,15	0,1
1730002	-19,8297	-69,2869	Río Tarapacá En Mina San Juan	0,29	0,4
1730003	-19,8642	-68,9297	Río Coscaya En Saitoco	0,12	0,1
1730007	-19,7831	-69,1433	Q. Tarapacá En Sibaya	0,21	0,3
1730012	-19,8531	-69,3442	Q. Tarapacá En Laonsana	0,23	0,5
2101001	-21,6558	-68,6622	Río Loa Antes Represa Lequena	0,59	0,6
2103001	-21,9664	-68,3661	Río San Pedro En Parshall N°1	1,08	0,3
2103002	-21,9425	-68,5122	Río San Pedro En Parshall N°2 (Bt. Chilex)	1,05	0,3
2103014	-22,0103	-68,0269	Río Siloli Antes B.T. Fcab	0,17	0,0
2120001	-21,4247	-70,0536	Río Loa En Desembocadura	0,25	5,2
3041001	-27,2642	-68,9975	Río Barros Negros Antes Junta Valle Ancho	0,06	0,0
3041003	-27,2622	-69,0028	Río Valle Ancho Antes Junta Barros Negros	0,05	10,5
3050001	-27,4597	-69,0453	Río Astaburuaga En Cono	0,27	0,1
3414001	-28,0858	-69,9408	Río Pulido En Vertedero	1,41	1,5
3421001	-28,1478	-69,9939	Río Manflas En Vertedero	0,53	0,6
3453001	-27,3194	-70,8381	Río Copiapó En Angostura	0,57	4,0
4301002	-30,2028	-70,0361	Río La Laguna En Salida Embalse La Laguna	1,98	1,6
4302001	-29,9711	-70,0928	Río Toro Antes Junta Río La Laguna	0,67	1,4
4308001	-29,9458	-70,5328	Río Turbio En Varillar	5,94	7,9
4311001	-30,2206	-70,4928	Estero Derecho En Alcohuaz	1,13	1,1
4313001	-30,1222	-70,4344	Río Cochiguaz En El Peñón	2,53	1,8
4400001	-29,9789	-71,2861	Estero Culebrón En El Sifón	0,33	0,1
4503001	-30,4386	-71,0022	Río Hurtado En Angostura De Pangué	2,77	2,6
4511002	-31,0117	-70,5811	Río Grande En Las Ramadas	3,70	2,9

Código BNA	Latitud	Longitud	Nombre	Q obs [m³/s]	Q mod [m³/s]
4512001	-31,0119	-70,6644	Río Tascadero En Desembocadura	1,16	1,6
4513001	-30,9242	-70,7731	Río Grande En Cuyano	7,00	7,5
4514001	-30,8128	-70,6128	Río Mostazal En Cuestecita	1,46	1,1
4515002	-30,8422	-70,7694	Río Mostazal En Caren	1,28	1,7
4520001	-30,7436	-70,4389	Río Los Molles En Ojos De Agua	0,12	0,4
4522002	-30,7081	-70,8728	Río Rapel En Junta	1,55	1,7
4530001	-31,1119	-70,885	Río Cogotí En Fragueta	2,10	1,9
4531002	-31,0325	-71,0403	Río Cogotí Entrada Embalse Cogotí	2,22	2,6
4558001	-30,6667	-71,5333	Río Limarí En Panamericana	7,30	21,8
4703002	-31,9667	-70,5944	Río Choapa En Cuncumén	8,86	8,8
4712001	-31,6958	-70,7158	Río Chalinga En La Palmilla	0,84	0,9
4730001	-31,5836	-71,4606	Río Choapa Aguas Arriba Estero La Canela	11,54	18,2
4810001	-31,9481	-71,0747	Esteros Pupio En El Romero	0,09	0,2
4810005	-31,9456	-71,0606	Esteros Pupio Antes Quebrada Llau-Llau	0,01	0,1
5100001	-32,2253	-70,7119	Río Sobrante En Piadero	0,95	1,0
5101001	-32,0708	-70,7564	Río Pedernal En Tejada	0,24	0,3
5120001	-32,3778	-71,3719	Río Petorca En Longotoma O Puente Ff	2,84	4,1
5200001	-32,33	-70,7381	Río Alicahue En Colliguay	1,06	1,1
5410002	-32,8503	-70,5094	Río Aconcagua En Chacabuquito	30,87	29,2
5411001	-32,9164	-70,5403	Esteros Pocuro En El Sifón	0,73	0,9
5421002	-32,7769	-70,9772	Esteros Catemu En Puente Santa Rosa	1,23	0,4
5422001	-32,8347	-70,9983	Esteros Las Vegas En Desembocadura	2,85	0,4
5703006	-33,5847	-70,1161	Esteros Glaciar Echaurren	0,30	0,9
5705001	-33,49	-70,1342	Río Colorado Antes Junta Río Olivares	8,53	15,1
5710001	-33,5939	-70,3792	Río Maipo En El Manzano	108,82	93,1
5720001	-33,3733	-70,3961	Río Molina Antes Junta San Francisco	2,01	2,5
5721001	-33,3414	-70,3636	Esteros Yerba Loca Antes Junta San Francisco	1,02	1,1
5722001	-33,3256	-70,4561	Esteros Arrayan En La Montosa	1,45	1,6
5730005	-33,4783	-70,7172	Zanjon De La Aguada Puente Particular	9,21	4,1
5730008	-33,4331	-70,5142	Quebrada Ramón En Recinto Emos	0,23	0,3
5734001	-33,1983	-70,8956	Esteros Polpaico En Chicauma	0,54	1,3
5741001	-33,1669	-71,1306	Esteros Puangue En Boquerón	0,62	0,7
5748001	-33,7219	-71,555	Río Maipo En Cabimbao	123,03	119,7
6003001	-34,3464	-70,3764	Río Cachapoal 5 Km. Aguas Abajo Junta Cortaderal	43,39	30,9
6011001	-34,1842	-70,8436	Esteros De La Cadena Antes Junta Río Cachapoal	11,00	3,9
6013001	-34,4922	-70,7028	Río Claro En Hacienda Las Nieves	8,31	7,7
6018001	-34,4311	-71,1681	Esteros Zamorano En Puente El Niche	16,90	11,9

Código BNA	Latitud	Longitud	Nombre	Q obs [m ³ /s]	Q mod [m ³ /s]
6027001	-34,6867	-70,8739	Río Claro En El Valle	9,62	9,7
6033001	-34,7689	-71,1175	Estero Chimbarongo En Convento Viejo	43,99	6,5
6033011	-34,7889	-71,0458	Estero Chimbarongo En Ruta 5	3,17	2,8
6043001	-34,0617	-71,2422	Estero Alhué En Quilamuta	5,58	8,2
6132001	-34,57	-71,7908	Estero Nilahue En Santa Teresa	9,50	7,0
7103001	-34,9983	-70,8094	Río Claro En Los Queñes	16,90	15,2
7112001	-35,2783	-71,0028	Río Colorado En Junta Con Palos	41,05	38,9
7115001	-35,2744	-71,0156	Río Palos En Junta Con Colorado	26,72	22,8
7123001	-34,9844	-72,01	Río Mataquito En Licantén	116,11	139,8
7200002	-35,2347	-72,1194	Río Huenchullami En Coipue	3,48	8,0
7330001	-36,3758	-71,6233	Río Perquilauquén En San Manuel	29,84	26,2
7335002	-35,9667	-72,0167	Estero Curipeumo En Lo Hernandez	3,33	0,9
7341001	-35,55	-72,1	Río Purapel En Nirivilo	2,76	3,7
7343001	-35,75	-72,0667	Río Purapel En Sauzal	4,13	7,4
7350003	-36,2558	-71,3375	Río Longaví En El Castillo	31,38	27,7
7354002	-36,0028	-71,4419	Río Achibueno En La Recova	41,36	41,2
7355003	-35,8667	-71,1169	Río Ancoa Antes Túnel Canal Melado	6,05	1,9
7358001	-35,7719	-71,585	Río Putagán En Yervas Buenas	22,11	10,1
7381001	-35,3736	-71,8292	Estero Los Puercos En Puente Los Puercos	4,34	3,5
7400001	-35,5689	-72,5833	Río Loanco En Desembocadura	4,40	3,5

Los resultados para las cuencas en desembocadura muestran que existe una sobreestimación en los caudales en algunas de las cuencas de la zona norte del país (norte del Aconcagua). Al apreciar los resultados se aprecia que en general las diferencias son más importantes en las desembocaduras que en los puntos de control en las zonas de cabecera de las cuencas. Esta sobrestimación se puede deber a tres posibles causas:

1. Limitaciones del modelo VIC para representar algunos de los componentes del balance hídrico más relevantes en las zonas bajas de las cuencas. Pueden existir deficiencias en la representación de los procesos de percolación y posteriormente en la representación de los caudales de base. También pueden existir deficiencias en la representación de los consumos de agua por ET de la vegetación natural y las superficies cultivadas. O puede haber deficiencias en la interacción entre estos procesos por ejemplo en la representación del contenido de humedad en el suelo. Los caudales de base y la ET son relevantes en términos relativos a los caudales superficiales especialmente en las cuencas de la zona norte y por eso pueden destacarse más estas diferencias. Como se destaca en etapas anteriores de este proyecto, el modelo VIC tiene limitaciones en la representación de procesos hidrogeológicos y por lo tanto la incertidumbre en sus predicciones es mayor en estas zonas.

2. Limitaciones en el proceso de regionalización y la generación de forzantes meteorológicas que es mayor en estas cuencas dado la mayor ausencia de observaciones meteorológicas y también fluviométricas. Adicionalmente, debido a que las cuencas “donantes” en el proceso de regionalización son en su mayoría cuencas en zonas de cabecera es de esperar que la representación de parámetros en zonas más bajas de las cuencas sea relativamente más deficitaria.

Las estaciones fluviométricas no incluyen los caudales de base que fluyen subterráneamente y que de acuerdo a la metodología usada se suman a los caudales generados por escorrentía superficial. No existe mayor información al respecto, pero es posible esperar que estos caudales subterráneos sean una fracción importante del flujo total especialmente en cuencas del norte del país.

4. Extracciones de agua no asociadas a agricultura que pueden tener valores importantes respecto de la disponibilidad de recursos en estas mismas cuencas. Se están usando los resultados del estudio DGA (2017) para caracterizar estas extracciones, pero no existe información observada asociada a estas por lo que se cuenta solamente con estimaciones de estos valores.

Se concluye de esta manera que existen limitaciones de distinta índole que implican incertidumbre respecto de los resultados del balance hídrico que se entrega con la metodología desarrollada. Lo interesante es que dado que se entrega una herramienta de simulación que se puede mejorar, los resultados del balance podrían ser mejorados a futuro si se mejora la información disponible. Por ejemplo, si se tuviera mejor información histórica de las extracciones de aguas superficiales y subterráneas se podría contar con más cuencas cuyos parámetros pueden ser calibrados ampliando la cantidad de cuencas donantes en el proceso de regionalización. Se puede contar también con información de flujo de agua a nivel subterránea que permita caracterizar este componente del balance. También es de esperar que en algunos años la información que ha estado consistentemente generándose respecto de radiación, velocidad del viento y humedad relativa sea suficientemente larga para mejorar su representación en el set de forzantes del modelo hidrológico y por ende mejorar la representación de las demandas por evaporación y transpiración. Lo mismo podría ocurrir en términos de caracterizar variables como la precipitación con un número mayor de estaciones de monitoreo. Finalmente se puede mejorar la caracterización de los usos de suelo históricos que en la actualidad está limitado por ejemplo en términos de la frecuencia de censos que permite caracterizar cultivos en el país.

3.2 RESULTADOS PARA CUENCAS DARH

Tomando en cuenta la transferencia de parámetros del modelo VIC desde las cuencas calibradas (Tabla 2-11) en base a los criterios de clasificación de pixeles según atributos físicos (Paso 1 según Figura 2.41) y una asignación cuenca-píxel por cercanía espacial (Paso 3 según Figura 2.41) de acuerdo a la metodología de regionalización se puede correr el modelo VIC en cualquier píxel ubicado en cualquiera de las cuencas de la macro zona norte y centro del país. Agregando de manera apropiada los flujos de ingresos y egresos de agua de distintos pixeles es posible obtener un balance hídrico a cualquier escala. En particular se obtuvieron los resultados a nivel de cuenca según la delimitación definida en el estudio “Redefinición de la clasificación red hidrográfica a nivel Nacional” (DGA, 2014), el cual define 67 cuencas entre las regiones de Arica y Parinacota y la región del Maule. Adicionalmente a los resultados del modelo VIC se modifica el flujo de ET y la escorrentía final de la cuenca al considerar los componentes adicionales asociados al riego y aporte de caudal por derretimiento de glaciares. En la Tabla 3-2 se aprecian los valores de todos estos componentes del balance para las 67 cuencas definidas en DGA (2014). A continuación, se presentan algunos análisis de estos resultados (para un mayor desglose de estos resultados, consultar el Anexo D).

Figura 3.2 se muestra el análisis adimensional del balance hídrico usando la escorrentía neta de cada cuenca, que equivale a la escorrentía modelada según VIC, agregando las estimaciones de caudal por derretimiento de glaciares y restando las de riego. Lo mismo se muestra para la evapotranspiración, donde la evapotranspiración neta corresponde a lo modelado por VIC más la influencia producto del riego. Se aprecia que algunas cuencas de la zona costera del Extremo Norte del país (Códigos DARH 105, 107, 108 y 202) tienen mayor escorrentía que lo que corresponde. Debido a que la precipitación media en estos polígonos es muy baja (entre 2 y 8 mm/año), las condiciones de borde de las humedades subterráneas explican en gran parte el error de cierre del balance. En el panel inferior, se muestra el análisis de Budyko, que indica que todas las cuencas son altamente áridas (valores de ETP/Pp muy altos) con patrones de comportamiento similar en cuencas ubicadas en latitudes similares.

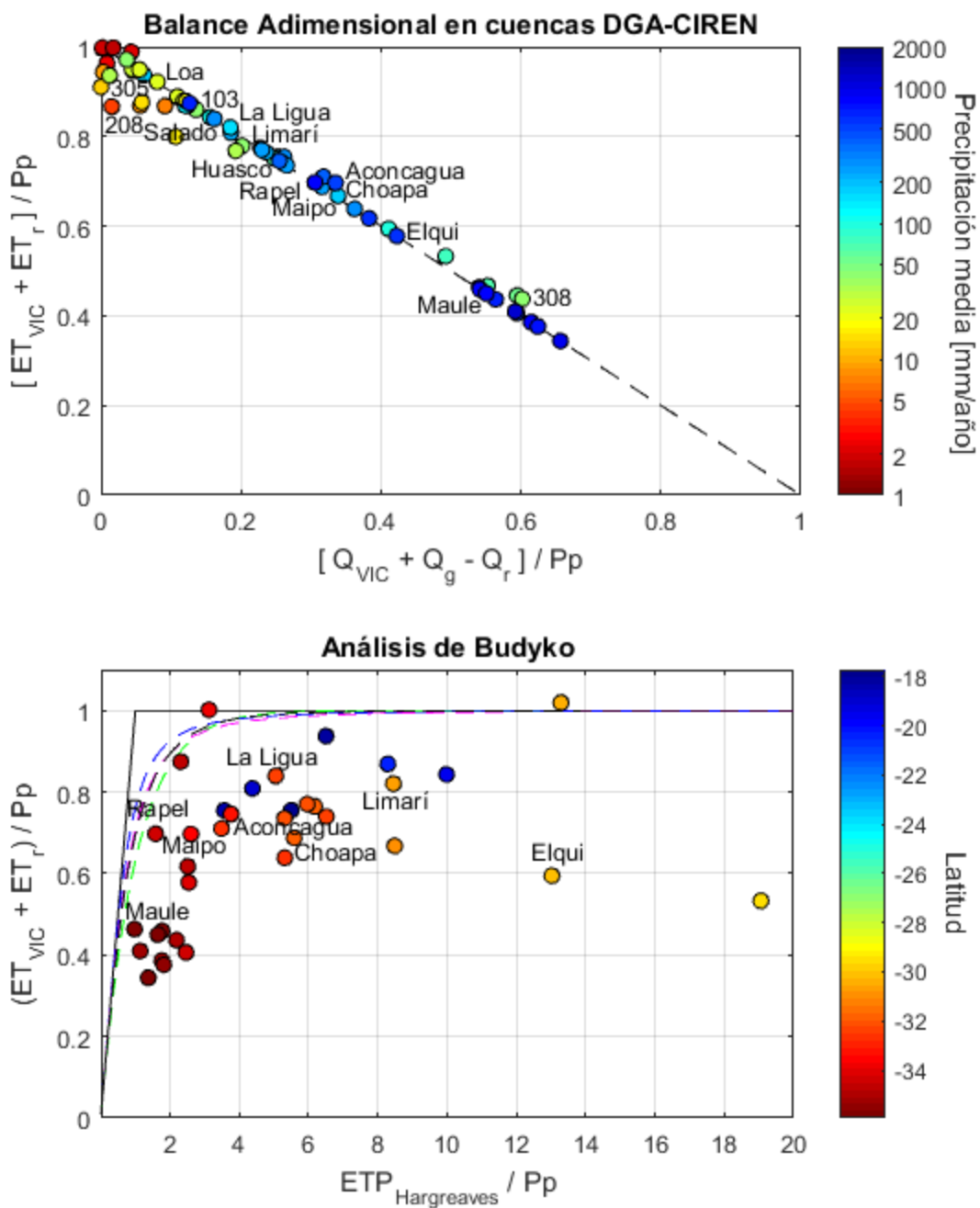


Figura 3.2 Panel superior: Balance adimensional para las cuencas DARH (DGA-CIREN, 2014). Los números corresponden al código DARH de algunas cuencas. Panel Inferior: Análisis de Budyko. Q_r corresponde al caudal de riego, Q_{VIC} : corresponde al caudal generado por el modelo VIC, mientras que Q_g y Q_r corresponden a la estimación de aporte glaciar y demanda evapotranspirativa por riego. Para la evapotranspiración (ET), los subíndices representan los flujos equivalentes. ETP corresponde a la evapotranspiración potencial según Hargreaves.

De los resultados presentados en la Tabla 3-2, se desprende que existe una relación latitudinal entre el factor de escorrentía y la precipitación media anual. Adicionalmente, el error de cierre es cercano a cero

en casi todas las cuencas, salvo en algunas cuencas pertenecientes a la macrozona Norte en las que la precipitación es muy baja (menor a 5 mm), donde en las que las condiciones inicial y final de la humedad del suelo provocan grandes cambios en el almacenamiento.

Adicionalmente, se presentan los principales flujos de salida del modelo VIC en cada uno de los pixeles: (1) estimación de la escorrentía media anual, (2) evapotranspiración natural, (3) demanda evapotranspirativa para los meses de riego (septiembre-marzo) y (4) la fracción de área en cada pixel correspondiente a cultivos.

Tabla 3-2: Flujos estimados por VIC (Q y E_T) y de manera externa (Riego, Glaciar y E_p) para las cuencas DARH (DGA-CIREN, 2014). Pp: Precipitación, Q: Escorrentía, E_T : Evapotranspiración, E_p : Evapotranspiración potencial, Temp: Temperatura. Promedios obtenidos entre 01/04/1985 y 31/03/2015. El error se cierre se calcula como $(Pp-Q-ET)/Pp$.

ID DARH	Nombre	Pp	Q (VIC)	ET (VIC)	ET (Riego)	Q (Glaciar)	Recarga (VIC)	ETP (VIC)	ETP Hargreaves	T	Error
		[mm/año]									[°C]
1500	Río Uchusuma	192,2	47,3	145,1	0,0	1,1	43,7	862,6	1057,2	1,6	0%
1501	Río Lluta	174,2	14,0	159,9	3,4	0,0	13,5	1625,9	1133,3	6,8	0%
1502	Cuencas del Pacífico compartidas con Perú	20,0	2,6	17,3	0,0	0,0	2,6	714,8	1230,4	5,1	0%
1503	Cuencas Altiplánicas	286,9	71,1	216,5	0,0	3,9	67,0	1440,7	1024,8	2,0	0%
1504	Río San José	43,4	11,9	31,6	2,0	0,0	11,7	1807,9	1268,9	11,5	0%
1505	Cuencas Costeras entre Río San José y Río Camarones	23,6	2,6	20,9	0,0	0,0	2,5	1912,8	1364,0	13,3	0%
1506	Salar de Surire	227,5	42,2	184,0	0,0	0,0	39,9	1429,5	996,5	1,7	1%
1507	Río Camarones	40,9	5,6	35,1	0,0	0,0	5,2	1836,8	1321,7	11,2	0%
100	Cuencas Altiplánicas desde Río Sacaya hasta límite Regional Norte	110,3	17,2	92,9	0,0	0,0	16,0	1128,1	1100,8	2,5	0%
101	Quebrada de Tana	23,1	2,7	20,3	0,0	0,0	2,6	1946,7	1446,1	13,2	0%
102	Cuenca Costera al sur de Camarones	2,3	0,1	2,3	0,0	0,0	0,1	2036,3	1454,1	16,0	-3%
103	Salar de Bella Vista	28,8	4,0	24,6	0,4	0,0	3,7	1848,6	1409,9	11,9	1%
104	Cuencas Altiplánicas desde límite Regional Sur hasta Salar Huayco	132,9	16,0	115,5	0,0	0,0	15,3	1550,3	1101,9	2,8	1%
105	Cuencas Costeras Quebrada de Tana y Salar de Soronal	1,4	0,0	1,4	0,0	0,0	0,0	2061,9	1466,8	16,0	-1%
106	Salar de Soronal	2,3	0,0	2,3	0,0	0,0	0,0	2096,6	1475,4	16,1	0%
107	Salar Grande	2,0	0,0	2,0	0,0	0,0	0,0	2086,4	1530,1	15,8	0%
108	Cuenca Costera Salar Grande	1,6	0,0	1,6	0,0	0,0	0,0	2096,8	1426,6	16,6	-2%
200	Cuencas Fronterizas entre Salar Michincha y Río Loa	52,5	2,4	49,7	0,0	0,0	2,0	1037,9	1101,1	2,4	1%
201	Río Loa	23,3	2,3	21,0	0,4	0,0	2,1	2001,5	1490,5	11,8	0%
202	Cuencas Costeras Norte Ciudad Antofagasta	2,5	0,0	2,4	0,0	0,0	0,0	2037,0	1563,5	15,6	3%
203	Cuencas Altiplánicas Endorreicas Fronterizas	27,5	1,2	26,2	0,0	0,0	1,0	888,0	978,8	0,9	1%
204	Cuencas Altiplánicas Endorreicas	42,1	1,5	40,8	0,0	0,0	1,3	1839,9	981,2	1,5	-1%
205	Cuencas del Salar de Atacama	22,6	2,4	20,3	1,2	0,0	2,3	1963,1	1346,2	9,9	0%
206	Cuencas Endorreicas Salar de Atacama	17,4	2,1	15,3	0,0	0,0	1,9	1974,6	1230,5	6,7	0%

ID DARH	Nombre	Pp	Q (VIC)	ET (VIC)	ET (Riego)	Q (Glaciar)	Recarga (VIC)	ETP (VIC)	ETP Hargreaves	T	Error
										[mm/año]	
207	Cuencas Antofagasta	6,9	0,6	6,0	0,0	0,0	0,6	2085,3	1560,2	13,7	4%
208	Quebrada La Negra	4,4	0,1	3,8	0,0	0,0	0,1	1978,8	1482,7	14,7	12%
209	Cuencas Costeras Sur Ciudad Antofagasta	8,3	0,5	7,2	0,0	0,0	0,4	2006,8	1465,9	12,7	7%
300	Cuencas Endorreicas entre Frontera y Vertiente del Pacífico	41,6	8,4	32,4	0,0	0,0	8,1	1812,8	1021,6	2,1	2%
301	Quebrada Pan de Azúcar	13,8	0,8	12,1	0,0	0,0	0,8	2005,3	1451,6	11,7	6%
302	Cuencas Costeras entre Quebrada Pan de Azúcar y Río Salado	8,9	0,0	8,4	0,0	0,0	0,0	1907,3	1454,4	14,7	5%
303	Río Salado	16,0	1,7	12,8	0,0	0,0	1,6	1938,6	1440,4	12,8	9%
304	Cuencas Costeras e Islas entre Río Salado y Río Copiapó	12,8	0,1	11,5	0,2	0,0	0,1	1899,9	1471,1	15,3	9%
305	Río Copiapó	34,3	7,9	24,7	7,5	0,0	7,5	1918,4	1439,4	12,5	5%
306	Cuencas Costeras entre Río Copiapó y Río Huasco	31,9	6,4	24,3	0,2	0,0	5,6	1871,6	1534,6	15,8	4%
307	Río Huasco	65,3	23,5	41,7	7,3	0,0	21,4	1816,1	1429,7	12,9	0%
308	Cuencas Costeras e Islas entre Río Huasco y Quebrada Chanaral	51,5	30,6	22,9	0,0	0,0	28,8	1810,9	1490,0	15,3	-4%
400	Cuencas Costeras e Islas entre Tercera Región y Quebrada de Los Choros	42,9	25,8	18,8	0,0	0,0	24,6	1726,1	1451,4	15,1	-4%
401	Río de Los Choros	70,6	39,0	33,0	0,0	0,0	36,3	1762,6	1439,0	14,4	-2%
402	Cuencas Costeras e Islas entre Quebrada de Los Choros y Río Elqui	73,5	45,2	30,2	9,0	0,0	43,0	1734,4	1401,4	14,9	-3%
403	Río Elqui	99,8	57,2	43,1	16,2	0,0	54,3	1717,0	1299,9	11,3	-1%
404	Cuencas Costeras entre Río Elqui y Río Limarí	109,6	67,4	44,2	72,3	0,0	64,1	1664,6	1455,7	15,2	-2%
405	Río Limarí	160,9	87,7	74,1	57,9	0,0	83,5	1613,5	1360,0	12,8	-1%
406	Cuencas Costeras entre Río Limarí y Río Choapa	172,7	59,4	114,4	0,9	0,0	57,3	1731,2	1466,1	14,8	-1%
407	Río Choapa	243,6	93,4	151,0	16,5	0,0	91,9	1640,3	1360,9	12,5	0%
408	Cuencas Costeras entre Río Choapa y Río Quilimarí	233,7	55,8	178,0	0,6	0,0	54,8	1636,4	1443,7	14,4	0%
409	Río Quilimarí	243,5	56,0	187,6	0,0	0,0	55,4	1624,1	1451,8	14,4	0%
500	Cuencas Costeras entre Río Quilimarí y Río Petorca	222,9	58,2	164,8	0,0	0,0	57,7	1580,1	1452,6	14,5	0%
501	Río Ligua	283,0	78,9	204,5	33,1	0,0	77,0	1513,3	1430,8	13,7	0%
599	Río Petorca	265,5	76,3	189,3	6,0	0,0	74,3	1592,5	1409,0	13,5	0%
502	Cuencas Costeras entre Río Ligua y Río Aconcagua	271,8	106,2	165,8	7,7	0,0	105,3	1513,3	1444,6	14,4	0%
503	Río Aconcagua	380,2	227,7	153,2	116,8	9,9	223,5	1452,9	1326,5	11,9	0%

ID DARH	Nombre	Pp	Q (VIC)	ET (VIC)	ET (Riego)	Q (Glaciar)	Recarga (VIC)	ETP (VIC)	ETP Hargreaves	T	Error
										[mm/año]	
504	Cuencas Costeras entre Río Aconcagua y Río Maipo	380,7	134,4	246,5	37,4	0,0	133,3	1489,8	1432,8	14,3	0%
505	Cuencas Costeras entre Río Maipo y Río Rapel	459,1	78,9	380,8	119,5	0,0	77,4	1499,2	1436,8	14,4	0%
1300	Río Maipo	498,4	308,7	190,6	156,5	14,9	283,5	1369,5	1299,6	11,9	0%
600	Río Rapel	825,1	515,6	311,8	263,6	0,3	493,2	1283,0	1307,9	12,1	0%
601	Cuencas Costeras entre Estero Alhué y Quebrada del Espino	545,0	249,7	295,5	19,5	0,0	248,2	1555,1	1386,3	13,9	0%
602	Cuencas Costeras Sector Pichilemu	528,8	321,9	207,2	7,6	0,0	320,4	1552,8	1302,4	13,3	0%
603	Estero Nilahue	624,0	173,2	451,4	94,2	0,0	170,8	1445,8	1444,6	14,0	0%
604	Río Paredones	568,6	224,9	344,0	7,0	0,0	223,4	1482,5	1429,6	13,9	0%
700	Cuencas Costeras Maule Norte	636,6	367,0	269,9	8,0	0,0	365,1	1474,7	1393,8	13,7	0%
701	Río Mataquito y afluentes	1126,4	856,9	271,5	190,1	0,0	824,8	1304,2	1286,5	11,3	0%
702	Cuencas Costeras Talca	799,3	511,7	287,9	20,6	0,0	509,2	1460,0	1410,9	13,7	0%
703	Río Maule	1332,4	911,8	425,1	192,4	0,1	886,9	1275,8	1304,5	11,5	0%
704	Cuencas Costeras entre Río Maule y Río Reloca	729,1	455,3	274,2	0,0	0,0	452,9	1523,5	1328,1	13,0	0%
705	Río Reloca	774,9	432,1	343,2	12,6	0,0	429,7	1478,8	1374,8	13,3	0%
706	Cuencas Costeras Chanco	817,0	512,1	305,3	62,3	0,0	509,5	1494,0	1351,7	13,1	0%
707	Cuencas Costeras Maule Sur	929,8	611,4	318,9	1,0	0,0	608,2	1463,1	1276,8	12,4	0%

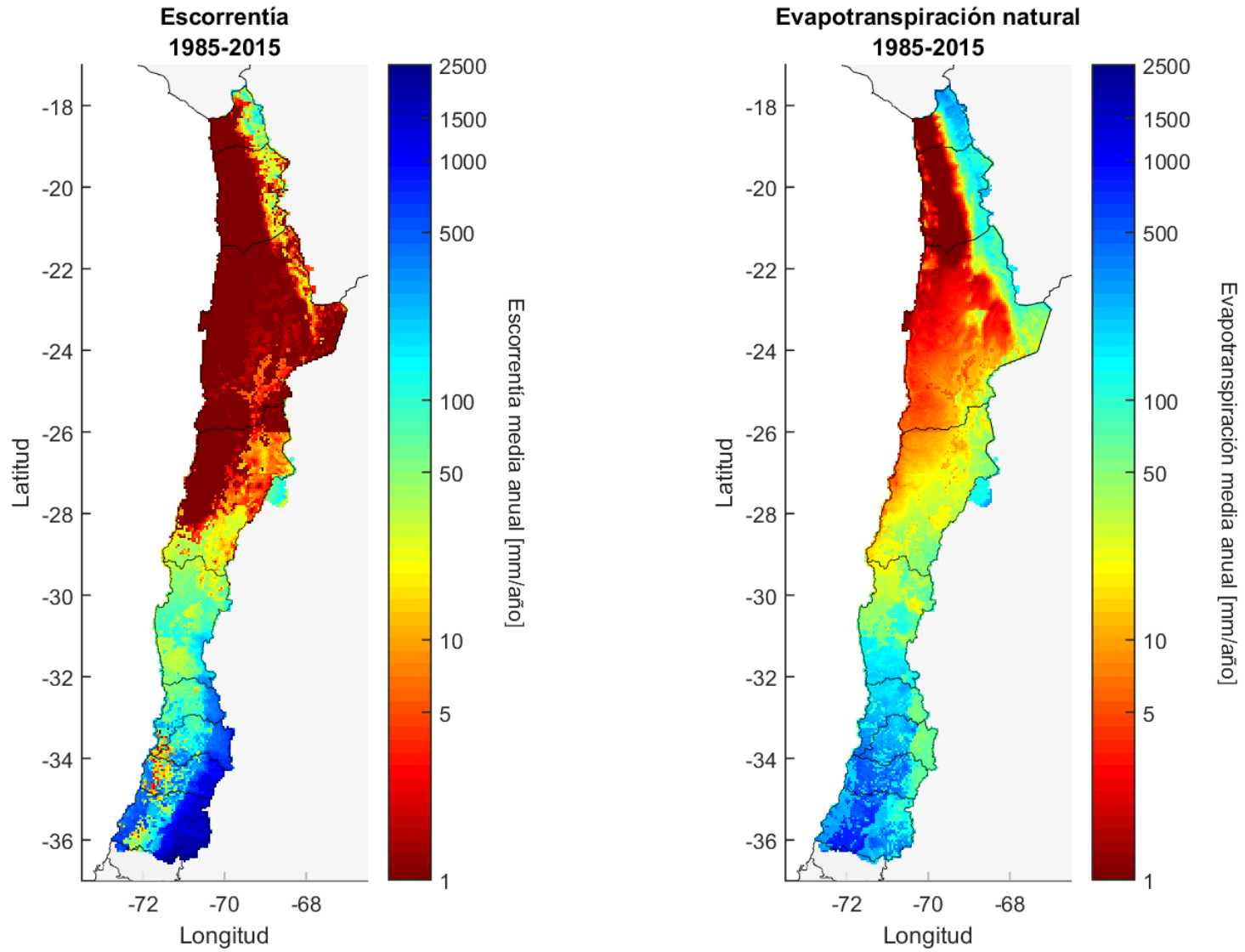


Figura 3.3: Valores medios anuales de escorrentía (panel izquierdo) y evapotranspiración natural según VIC (panel derecho) para el período abr-1985/mar-2015. Los valores no incluyen el efecto del riego.

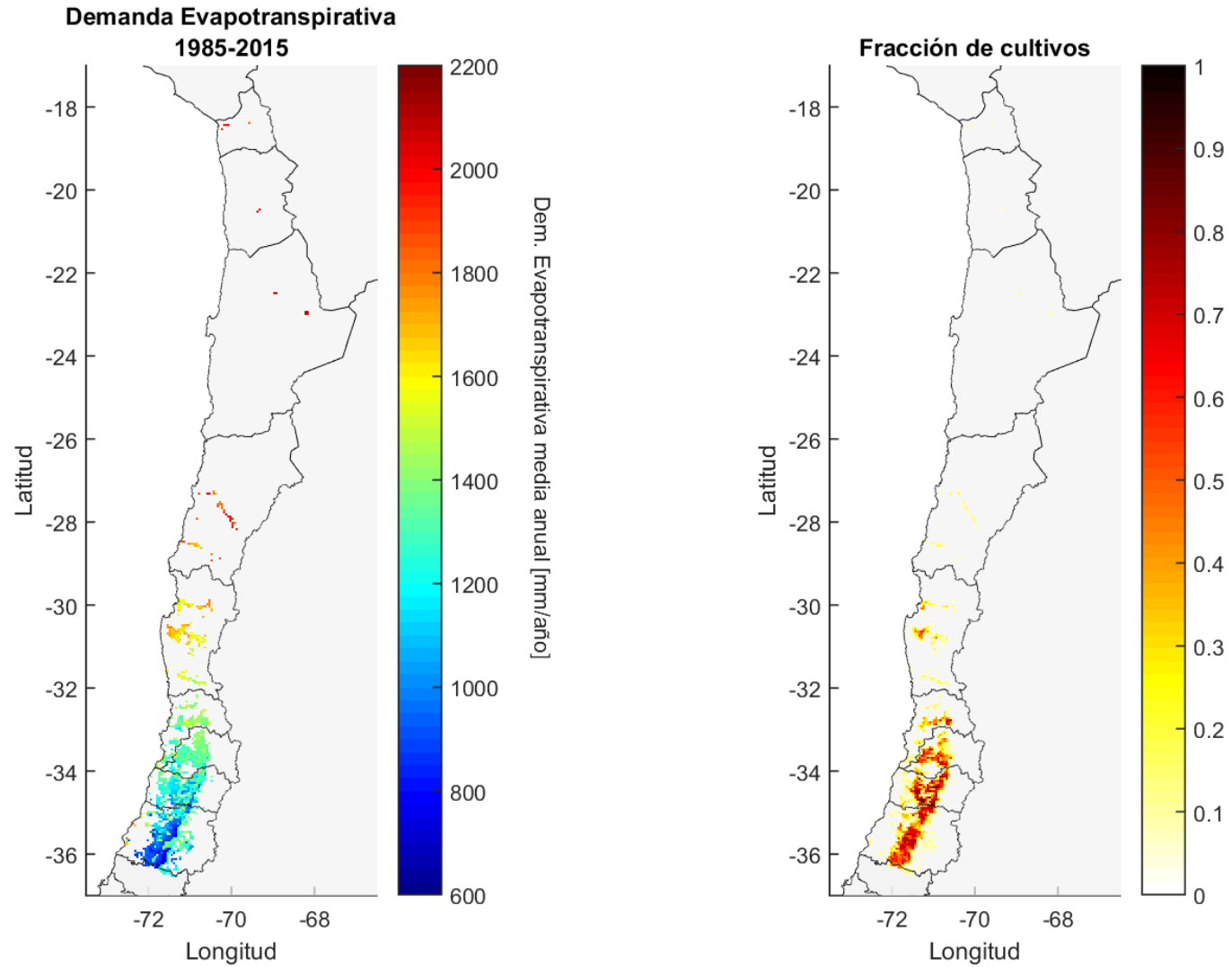


Figura 3.4: Demanda evapotranspirativa media anual de los cultivos (panel izquierdo) y la fracción de área cultivada en cada pixel (panel derecho). La demanda evapotranspirativa considera solamente los meses del período de riego, desde septiembre a marzo.

3.3 COMPARACIÓN CON BALANCE HÍDRICO 1987

La comparación entre los balances hídricos del estudio DGA (1987), y el actual balance para las macrozonas Norte y Centro, es abordada de acuerdo a los siguientes aspectos:

- Cambio en las forzantes climáticas.
- Diferencias a nivel de macro cuencas del Atlas del Agua (DGA, 2015).

Es importante considerar que pese a lo relevante de hacer la comparación entre los Balances del año 1987 y el actual es necesario tomar en cuenta que existen elementos metodológicos que cambian entre ambos estudios, lo que dificulta la interpretación de los resultados, pues la diferencia puede deberse tanto a modificaciones metodológicas como a variaciones reales en el balance.

3.3.1 COMPARACIÓN DE FORZANTES METEOROLÓGICAS

A nivel nacional, las forzantes de precipitación y temperatura ya habían sido comparadas en el estudio DGA (2017), por lo que a continuación se sintetizan los principales resultados de aquella comparación.

I. PRECIPITACIÓN

En la Figura 3.5 se muestran los montos anuales de precipitación del balance hídrico (DGA, 1987), representativo del periodo (1951-1980), y los montos del producto desarrollado (1985-2015). Es posible apreciar que gran parte del territorio de la zona de estudio presenta diferencias significativas respecto al proyecto DGA (1987). En el primer panel (a) es posible apreciar colores más cálidos que indican un clima más seco. En el panel (c) se muestran además las diferencias entre ambos productos.

Las mayores discrepancias entre el producto de 1987 y el presente se observan en las zonas cordilleranas. Los estadísticos de cada capa ráster se muestran en la Tabla 3-3 (DGA, 2017a), donde se tiene una diferencia promedio de 115 [mm/año] menos en el periodo climatológico más reciente respecto del periodo climatológico del estudio DGA (1987). Nótese que la columna de diferencia no es la resta de las columnas de ambos periodos considerados, si no los estadísticos del raster de diferencia (es decir, el raster generado al comparar ambos balances). Estos resultados son calculados solo para la zona de estudio.

Una distribución de las diferencias climatológicas de precipitación (Figura 3.6), muestra menor precipitación en toda la zona de estudio. En particular, las zonas de mayor elevación presentan diferencias de mayor valor. Esta disminución se puede deber a un cambio climático incipiente, como ha sido descrito en Boisier *et al.* (2018). Esta componente de cambio climático es reforzada además por numerosos estudios anteriores que apuntan también a la misma tendencia (Carrasco, 2005; Pelicciotti et al., 2007; Falvey y Garreaud, 2009; Quintana y Aceituno, 2012); Sin embargo, parte de la diferencia también puede atribuirse a cambios en la metodología utilizada en ambos casos. En el caso de la climatología del periodo de 1950-1980, los métodos geoestadísticos incorporan de manera adecuada algunos de los potenciales efectos topográficos, lo cual, si bien resulta positivo, podría eventualmente generar sobrestimaciones debido a no considerar limitaciones físicas. En contraste a esto, el uso de

información de reanálisis como variable de entrada, incorpora indirectamente procesos físicos más realistas como información de entrada. El uso de estas variables como predictor, como por ejemplo el contenido de agua precipitable total estimado por el reanálisis, ayuda a incorporar estas limitaciones físicas y podría, eventualmente, poner restricciones sobre la cantidad de precipitación que se estima.

Tabla 3-3. Estadísticos de mapas de precipitación media anual. Resultados válidos para las macrozonas Norte y Centro.

Estadístico	Climatología anual de precipitación [mm]		
	P _{ma} (1950-1980)	P _{ma} (1985-2015)	Diferencia P _{ma} 2016- P _{ma} 1987
Máximo	3.000	2.381	340
Mínimo	10	0,01	-1.809
Media	309	191	-115
Desviación	513	347	202

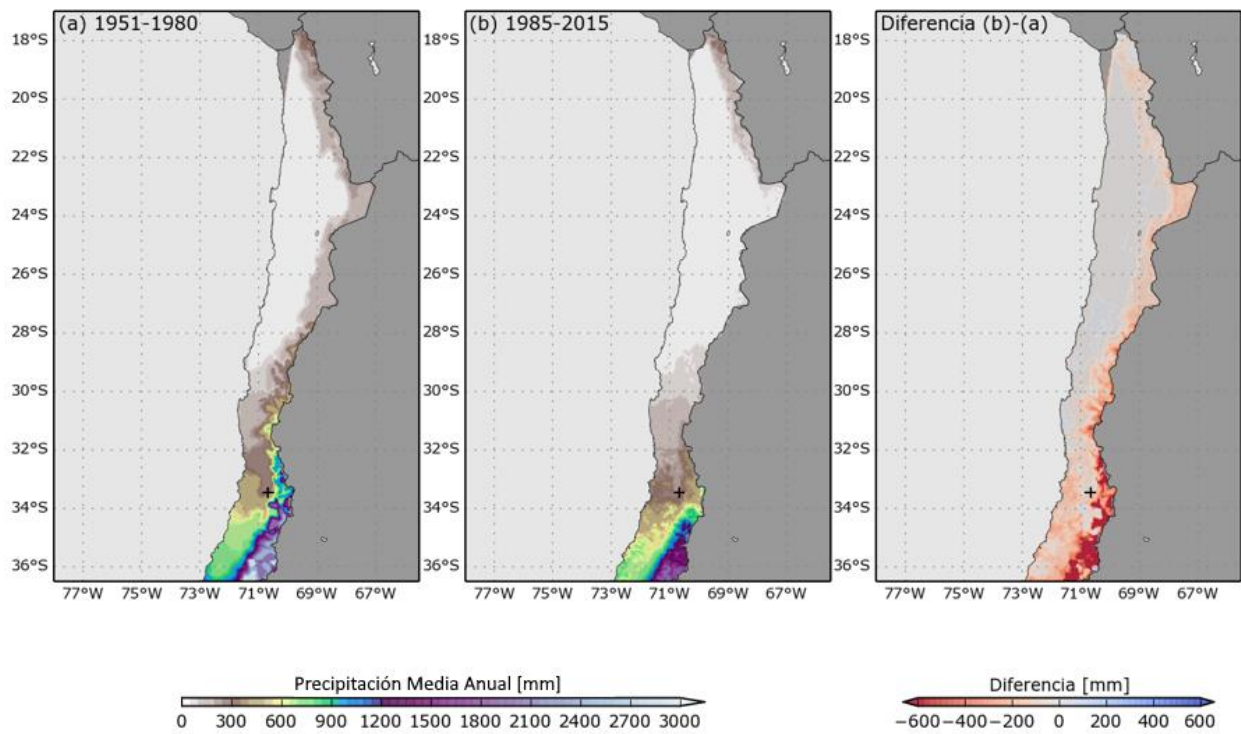


Figura 3.5: Comparación entre la precipitación media anual estimada en el balance hídrico 1987 y la versión 1.4.2 del producto desarrollado en la presente consultoría.¹⁰

¹⁰ Los resultados se muestran en escala logarítmica para favorecer la comprensión de cambios en distintos órdenes de magnitud de la precipitación anual promedio, como producto de los distintos climas de la zona de estudio.

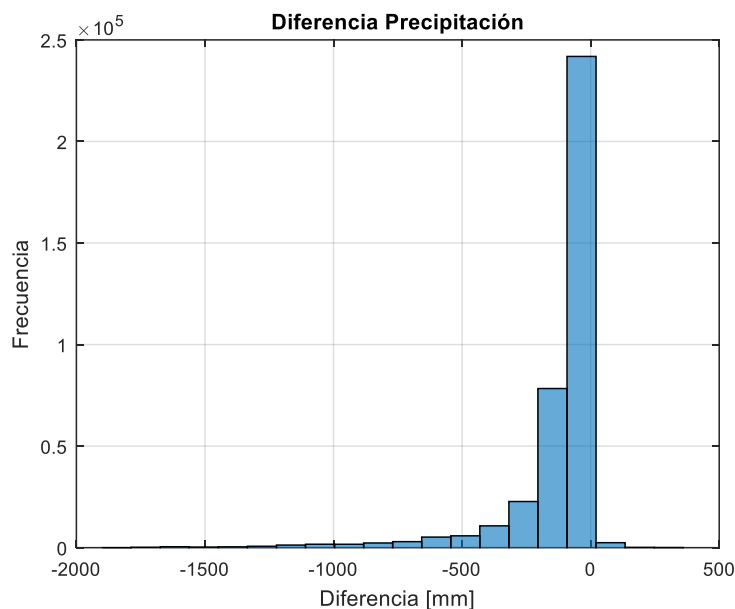


Figura 3.6: Histograma de diferencias de precipitación media anual entre periodos (1985-2015) y (1951-1980)

II. TEMPERATURA

En el caso de la temperatura media anual, la Figura 3.7 muestra los montos medios del balance hídrico (DGA, 1987) y las magnitudes del producto de temperaturas ajustado en el presente estudio. En esta figura se muestran además las diferencias en la zona de estudio, apreciándose mayoritariamente un incremento en las temperaturas, mientras que, en algunas partes de Chile, especialmente en el desierto de Atacama, se aprecian temperaturas más frías que hace 30 años. Este calentamiento general y enfriamiento en las zonas costeras es consistente con las tendencias descritas por Falvey y Garreaud (2009). Nuevamente, al igual que en el caso de precipitación, parte de los cambios también pueden ser atribuibles a cambios metodológicos.

En la Tabla 3-4, se muestran los principales estadísticos de cada capa ráster generada dentro de la zona de estudio, observándose temperaturas medias más cálidas en el presente periodo de cálculo del balance, mientras que se aprecia que la temperatura mínima modelada es considerablemente más fría que la del balance antiguo (DGA, 1987).

Al analizar la distribución de frecuencias de diferencias de temperatura (Figura 3.8), se aprecian cambios al enfriamiento y al calentamiento, sin embargo, la frecuencia de pixeles más cálidos es superior a los más fríos. Lo anterior se justifica principalmente en: 1) las diferencias metodológicas de la obtención de temperaturas rasterizadas y 2) Cambios en la climatología. El efecto conjunto de estos dos puntos hace que la comparación entre ambas climatologías deba abordarse con extrema precaución. La señal de cambio puede deberse a cualquiera de las dos razones y no es posible, a priori, atribuirla a una de las dos en particular.

Sin embargo, a pesar de esta dificultad, es posible identificar parcialmente donde prevalecen los efectos de cada uno de estos puntos. Por ejemplo, el sector central de las zonas del Norte Grande y Norte Chico presenta, en la climatología 1985-2015, un mayor detalle en la variación climatológica tanto latitudinal como longitudinalmente, a diferencia de lo que ocurre con la estimación del periodo 1951-1980, donde el campo es prácticamente uniforme. Esto claramente hace referencia a diferencias de origen metodológico. La nueva metodología permite incluso reconocer ciertas componentes topográficas como la Cordillera de Domeyko (alrededor de 25°S), donde hay una clara disminución de las temperaturas medias, debido a efectos topográficos, la cual es completamente inexistente en la climatología anterior.

Por otro lado, si se observa el panel de diferencias sin enfocarse en la magnitud, si no en la tendencia, se observa consecuencia con patrones reportados en la literatura sobre cambios en la climatología durante las últimas décadas. Por ejemplo, Carrasco (2005) menciona cambios en la elevación de la altura de la línea de nieves de 122 y 200 metros para los periodos de invierno y verano respectivamente, lo cual implica un aumento en las temperaturas en el sector cordillerano, consecuente con lo que se muestra en la Figura 3.7. Falvey y Garreaud (2006) estimaron que durante el periodo 1979-2006 hubo un aumento de 0,25°C por década en los sectores cordilleranos de Chile Norte y Central (17°S-37°S), lo cual explicaría parte de los cambios en la climatología. Notablemente, en el mismo artículo, se identifica en las zonas costeras una tendencia a la disminución de las temperaturas, estimada en -0,2°C por década. Esta tendencia también se observa en el tercer panel de la Figura 3.7, a lo largo de gran parte de la costa.

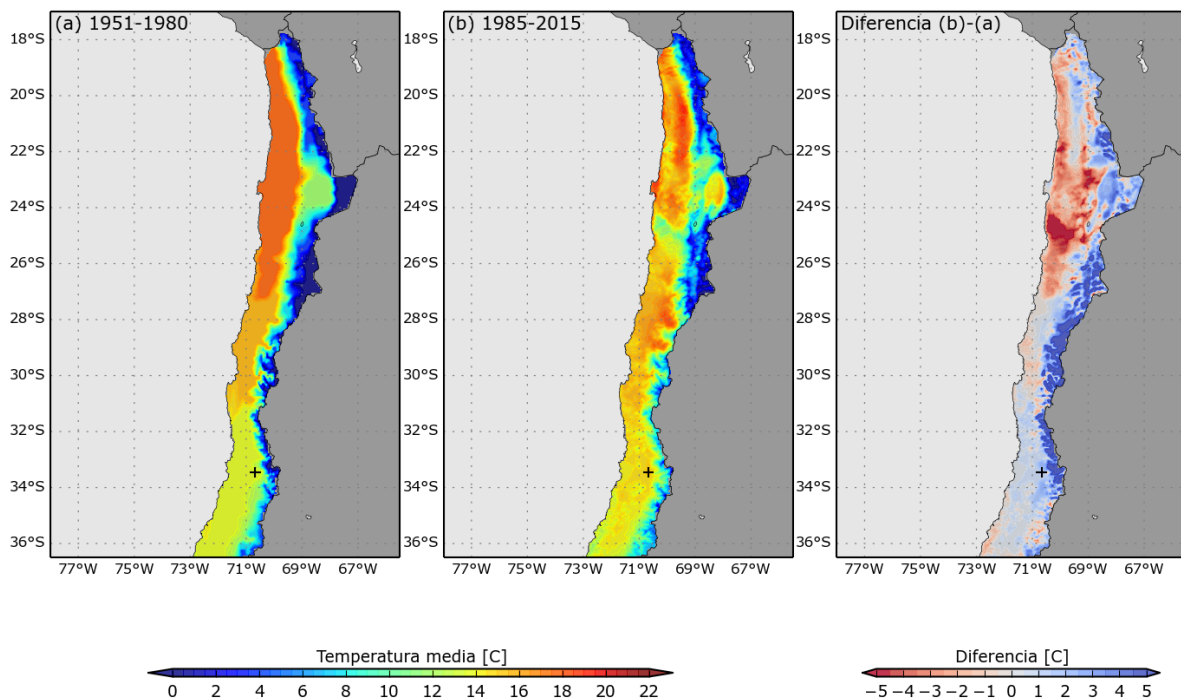


Figura 3.7: Comparación entre la temperatura media anual estimada en el balance hídrico 1987 y la versión 1.4.2 del producto desarrollado en la presente consultoría.

Tabla 3-4. Estadísticos de mapas de temperatura media anual promedio.

Estadístico	Climatología media anual de temperaturas [°C]		
	T _{ma} 1987	T _{ma} 2016	Diferencia T _{ma} 2016- T _{ma} 1987
Máximo	18,0	19,5	13,0
Mínimo	0	0	-9,6
Media	11,79	11,85	0,24
Desviación	5,7	4,6	2,6

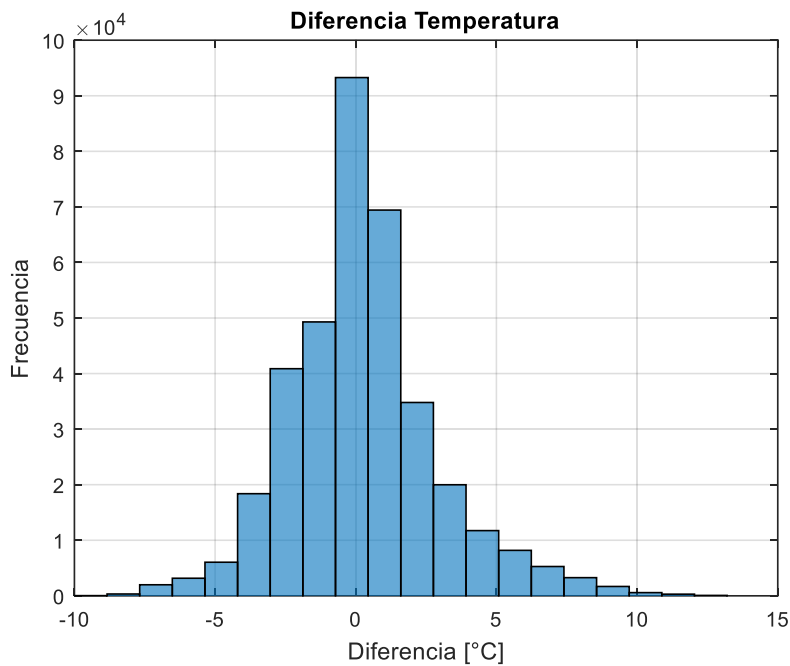


Figura 3.8: Histograma de diferencias de temperatura media anual entre periodos (1985-2015) y (1951-1980)

3.3.2 COMPARACIÓN A NIVEL DE CUENCAS

Para simplificar la comparación de resultados de balance hídrico, en la Figura 3.9 se muestran los resultados a escala de cuenca de forma referencial, y sólo para las cuencas del Atlas del Agua (DGA, 2016) ubicadas en las macrozonas Norte y Centro. El análisis de todas las cuencas de las macrozonas Norte y Centro, se entrega en el Anexo H. Se destaca que al cambiar la definición de cuencas desde el estudio DGA (1987), a la definición de cuencas de CIREN (2014), existen superficies que no son directamente comparables y dependerá de la realización de geoprocursos para compatibilizar superficies.

Las principales componentes del balance hídrico del estudio DGA (1987), junto con las discrepancias a escala anual, se muestran en la Tabla 3-5. Cabe señalar que los valores medios anuales del estudio DGA (1987) de escorrentía para algunas cuencas fueron informados como nulos. Por otra parte, en aquella

ocasión también se consideraban los registros fluviométricos y algunas simplificaciones de uso que daban cuenta de la esorrentía real del agua en estos sistemas hidrológicos. En esta oportunidad se han incorporado también algunos de estos procesos en particular el efecto que tiene el riego en disminuir la disponibilidad de agua para esorrentía y aumentar la evapotranspiración real. También se ha incorporado de manera explícita el rol que tiene el deshielo de glaciares.

Partiendo de la base que la comparación entre ambos es referencial debido a que existen diferencias tanto metodológicas como en la obtención de valores medios anuales en cada una de las cuencas analizadas (DGA, 2017a) es importante revisar algunas de las diferencias importantes entre los balances. En la Figura 3.10 es posible apreciar los cambios en cada componente del balance, observándose un cambio negativo de precipitación anual promedio (panel a), un descenso considerable (mayor al descenso en precipitación) en la ET (panel b) y un incremento en la esorrentía (panel c). Estas diferencias podrían ser explicadas por las siguientes hipótesis:

- Disminución en las precipitaciones producto del cambio climático.
- Diferencias metodológicas para realizar el cálculo de ET. En el caso del Balance de 1987 se utiliza el método de ET Turc y en el Balance actual se utiliza el método de ET de Penmann Monteith utilizado al interior del modelo VIC. El método de Turc es un método netamente climatológico que no considera el uso de suelo. En cambio, el método de Penmann Monteith considera el uso y tipo de suelo, este último factor determinado a través del índice de área foliar (LAI). Puede existir una sobreestimación del ET en el caso del método Turc. Es importante también reconocer que puede haber diferencias respecto de cómo se considera el uso del suelo ya que no existe información con el adecuado detalle temporal de esta variable.
- Existen dudas respecto de las magnitudes de recarga y por ende disponibilidad de humedad para satisfacer ET y contribuir a caudales de base. Producto de posibles errores en la representación de las magnitudes de este proceso podría estar aumentándose el flujo de base en detrimento de agua disponible para ET especialmente en los sistemas naturales. Estos procesos suelen ser más relevantes en las cuencas más áridas donde se manifiestan las diferencias más profundas de acuerdo a lo presentado en la Figura 3.10.

Tabla 3-5 Balance hídrico DGA (1987) y variaciones temporales del periodo (1985-2015) respecto al periodo pasado. Pp: Precipitación anual promedio, Q: Escorrentía media anual descontado uso para riego y ET: Evapotranspiración media anual desde superficies natural.

BNA-DARH	Cuenca	Balance DGA 2018 (1985-2015)			Balance DGA 1987 (1950 - 1980)			Variación respecto a Balance DGA 2018		
		mm/año								
		Pp	Q	ET	Pp	Q	ET	ΔPp	ΔQ	ΔET
1501	Lluta	0,0	10,7	163,2	180	13,2	165,6	-180,0	-2,5	-2,4
1504	San José	43,4	9,9	33,6	78,8	0	85	-35,4	9,9	-51,4
103	Salar de Bella Vista	28,8	3,6	25,0	47,9	0	47,7	-19,1	3,6	-22,7
201	Loa	23,3	1,9	21,4	39,6	0,5	37,5	-16,3	1,4	-16,1
305	Copiapó	34,3	0,4	32,1	94,4	0,2	94,2	-60,1	0,2	-62,1
307	Huasco	65,3	16,2	49,0	175	5,5	168,6	-109,7	10,7	-119,6
403	Elqui	99,8	41,0	59,3	179	0,8	171,5	-79,2	40,2	-112,2
405	Limarí	160,9	29,7	132,0	274	20,1	253,5	-113,1	9,6	-121,5
407	Choapa	243,6	76,9	167,4	326	54,2	274,9	-82,4	22,7	-107,5
599	Petorca	265,5	70,4	195,3	254	0	264	11,5	70,4	-68,7
501	Ligua	283,0	45,8	237,6	296	0	300,1	-13,0	45,8	-62,5
503	Aconcagua	380,2	110,9	270,0	529	128	395,2	-148,8	-17,1	-125,2
1300	Maipo	498,4	152,2	347,1	663	207	425,6	-164,6	-54,8	-78,5
600	Rapel	825,1	252,0	575,4	960	399	551,4	-134,9	-147,0	24,0
701	Mataquito	1126,4	666,7	461,6	1413	854	567	-286,6	-187,3	-105,4
703	Maule	1332,4	719,5	617,4	1471	860	606	-138,6	-140,5	11,4

Variación anual promedio

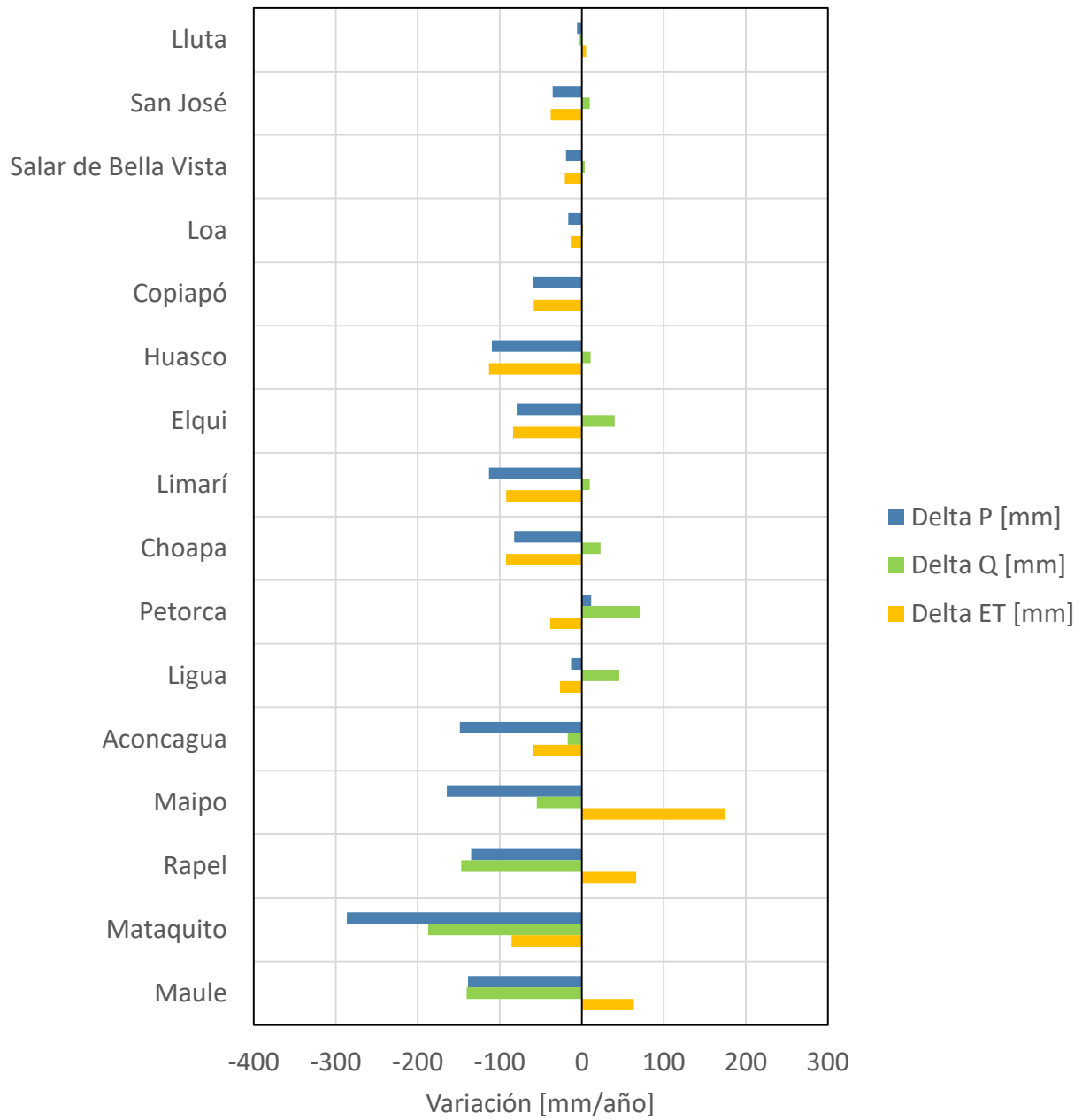


Figura 3.9: Comparación de los distintos componentes del balance hídrico entre los periodos temporales (1950-1980) y (1985-2015). Valores negativos indican menor flujo en el periodo temporal más reciente (1985-2015) y valores positivos indican incremento.

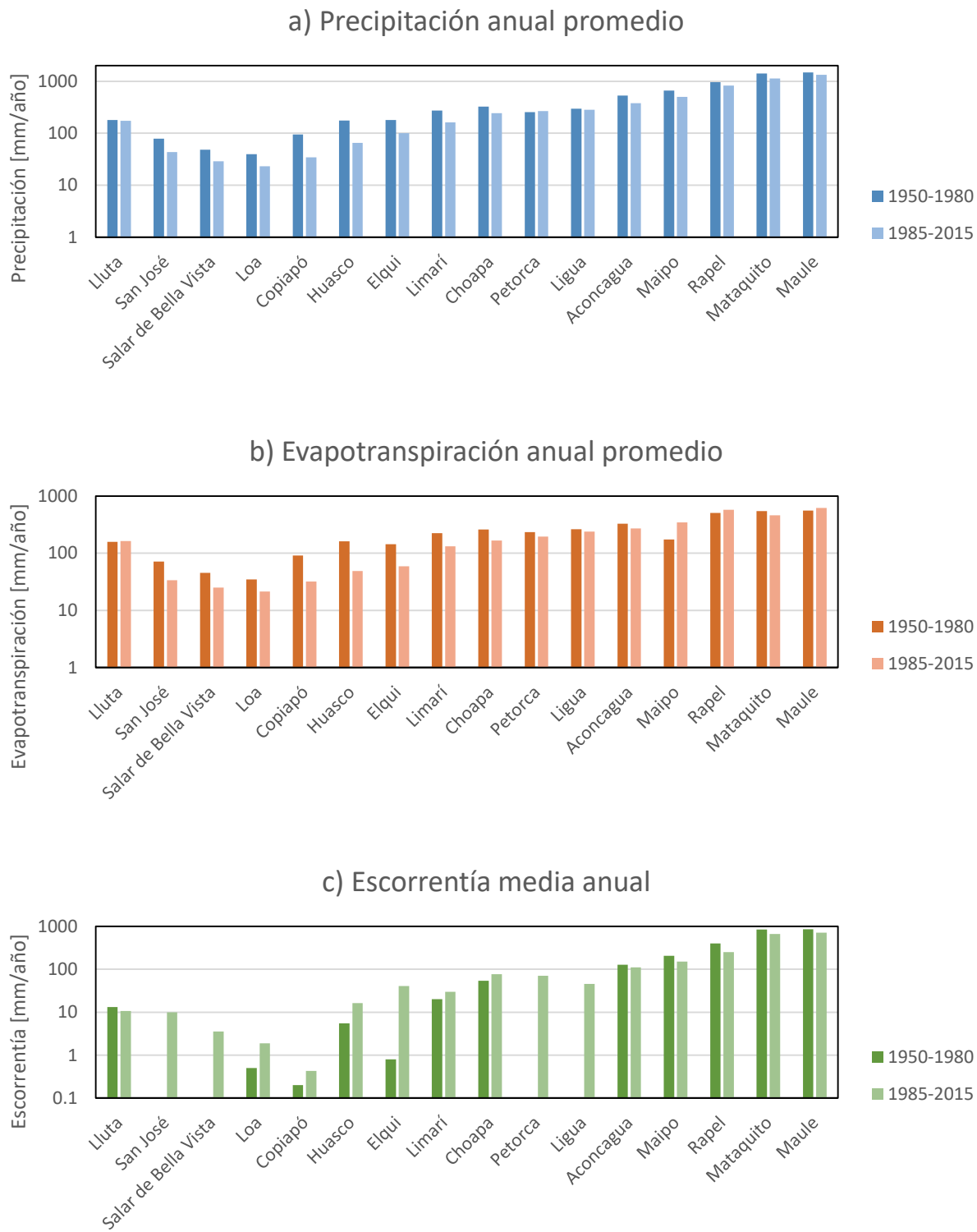


Figura 3.10: Comparación de las principales componentes del balance hídrico (DGA, 1987) y el estudio actual para (a) precipitación (b) evapotranspiración natural y (c) escorrentía. Cuencas principales del estudio Atlas del Agua (DGA, 2016).

Es importante también considerar que el método utilizado no está libre de incertidumbres y posibles errores que han sido comentados con anterioridad. Estas incertidumbres metodológicas se manifiestan de manera especial en la zona norte del país donde los registros meteorológicos son más escasos (dificulta la calibración del modelo de forzantes) y las estaciones fluviométricas también son más escasas lo que implica mayores incertidumbres en el método de regionalización ya que los parámetros deben ser transferidos desde cuencas muy lejanas en algunos casos.

4 RESULTADOS BALANCE HÍDRICO BAJO ESCENARIOS DE CAMBIO CLIMÁTICO

Los modelos de circulación general (GCM, por sus siglas en inglés) seleccionados para analizar el Balance Hídrico son: CSIRO-MK3-6-0, CCSM4, MIROC-ESM e IPSL-CM5A-LR (ver Tabla 2-8). Para simplificar la nomenclatura, se hará referencia a estos modelos como CSIRO, CCSM, MIROC e IPSL, respectivamente. Para cada uno de estos modelos se entregan los resultados de las modelaciones considerando los siguientes períodos: 1985/04/01-2015/03/31 (85-15), 2030/04/01-2040/03/31 (30-40), 2040/04/01-2050/03/31 (40-50), 2050/04/01-2060/03/31 (50-60) y 2030/04/01-2060/03/31 (30-60).

En la Figura 4.1 se muestra el balance adimensional para todos los polígonos definidos en el estudio DGA-CIREN (2014) que se encuentren dentro de la zona de estudio. El período para el cual se muestra el balance adimensional corresponde al 30-60, mientras que los colores corresponden a la variación de escorrentía (ΔQ) del período 30-60 respecto del período 85-15 (ambos con 30 años de modelación). La escorrentía (Q) se obtiene como la escorrentía en régimen natural menos la demanda evapotranspirativa de los cultivos. Del mismo modo, la evapotranspiración total considera la evapotranspiración en régimen natural más la demanda de agua por cultivos. Se aprecia que la modelación considerando como forzantes los GCMs CCSM, IPSL y MIROC (ver sección 2.2.3) arroja resultados similares pues prácticamente en toda la zona de estudio la escorrentía disminuye, lo que no ocurre con el modelo CSIRO, donde existen zonas donde la escorrentía aumenta. No obstante, La escorrentía nunca es mayor al 60% de la precipitación en todos los modelos, mientras que la evapotranspiración va desde 40% hasta prácticamente la totalidad de la precipitación.

Balance Adimensional

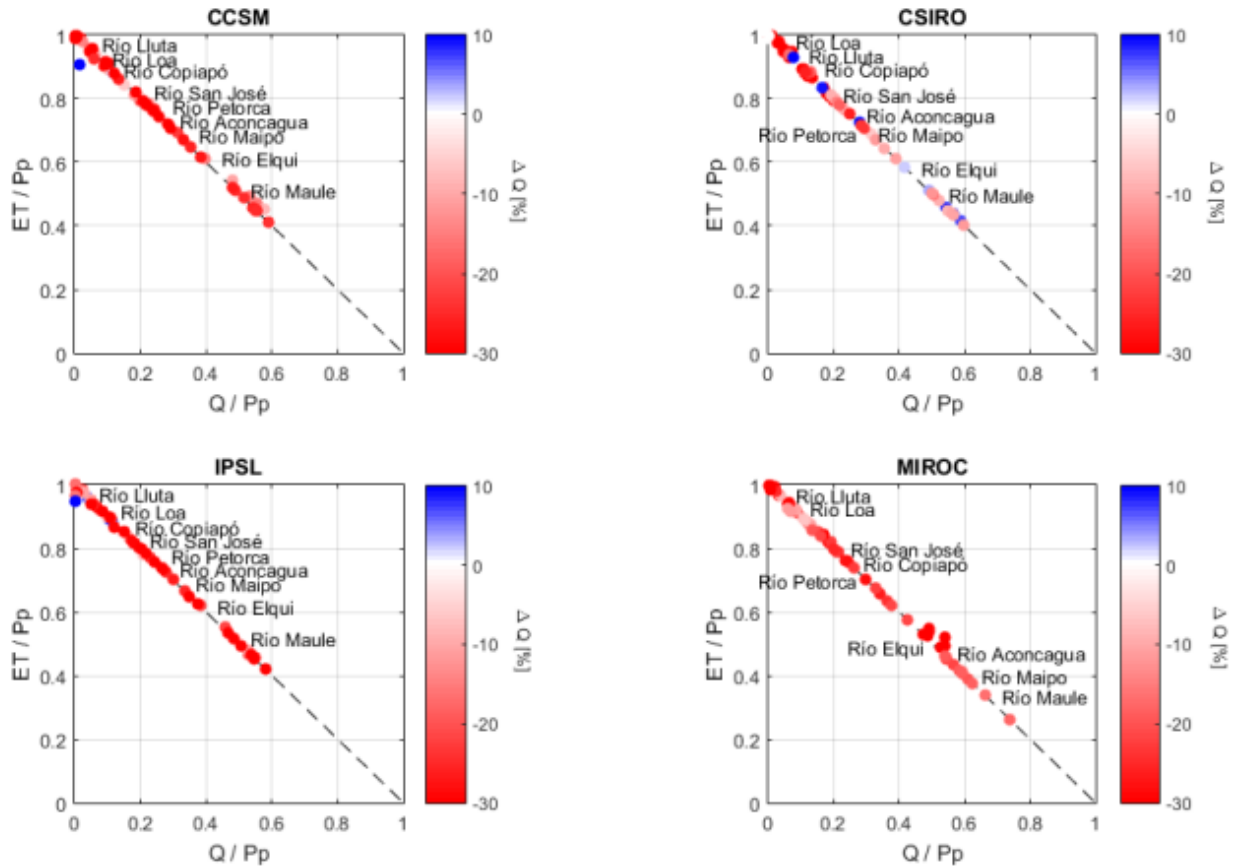


Figura 4.1: Balance adimensional para todos los polígonos definidos en el estudio DGA-CIREN (2014) que se encuentra dentro del área de estudio. El balance considera el período 2030-2060, mientras que la variación de escorrentía (ΔQ) compara el período 2030-2060 con el período 1985-2015 (unidad expresada como porcentaje).

La variación en los flujos principales (precipitación, escorrentía y evapotranspiración, las que consideran la demanda de riego) se muestra en la Figura 4.2, donde todas las unidades se expresan en porcentaje. Se aprecia que existen diferencias entre los GCMs considerados. Por ejemplo, en el caso del modelo IPSL se observa que las cuencas con proyecciones de aumento de precipitación aumentarán su evapotranspiración, mientras que el caudal puede sufrir un aumento o disminución. Al igual que en la Figura 4.1, el GCM CSIRO es el que muestra cuencas con un mayor aumento en la escorrentía (pese a las disminuciones en la precipitación) lo que escapa a las importantes disminuciones en la escorrentía de la gran mayoría de las cuencas y modelos seleccionados, las que pueden ser mayores al 50%. En consecuencia, en parte importante de la zona de estudio se proyecta una fuerte reducción en la disponibilidad de agua futura.

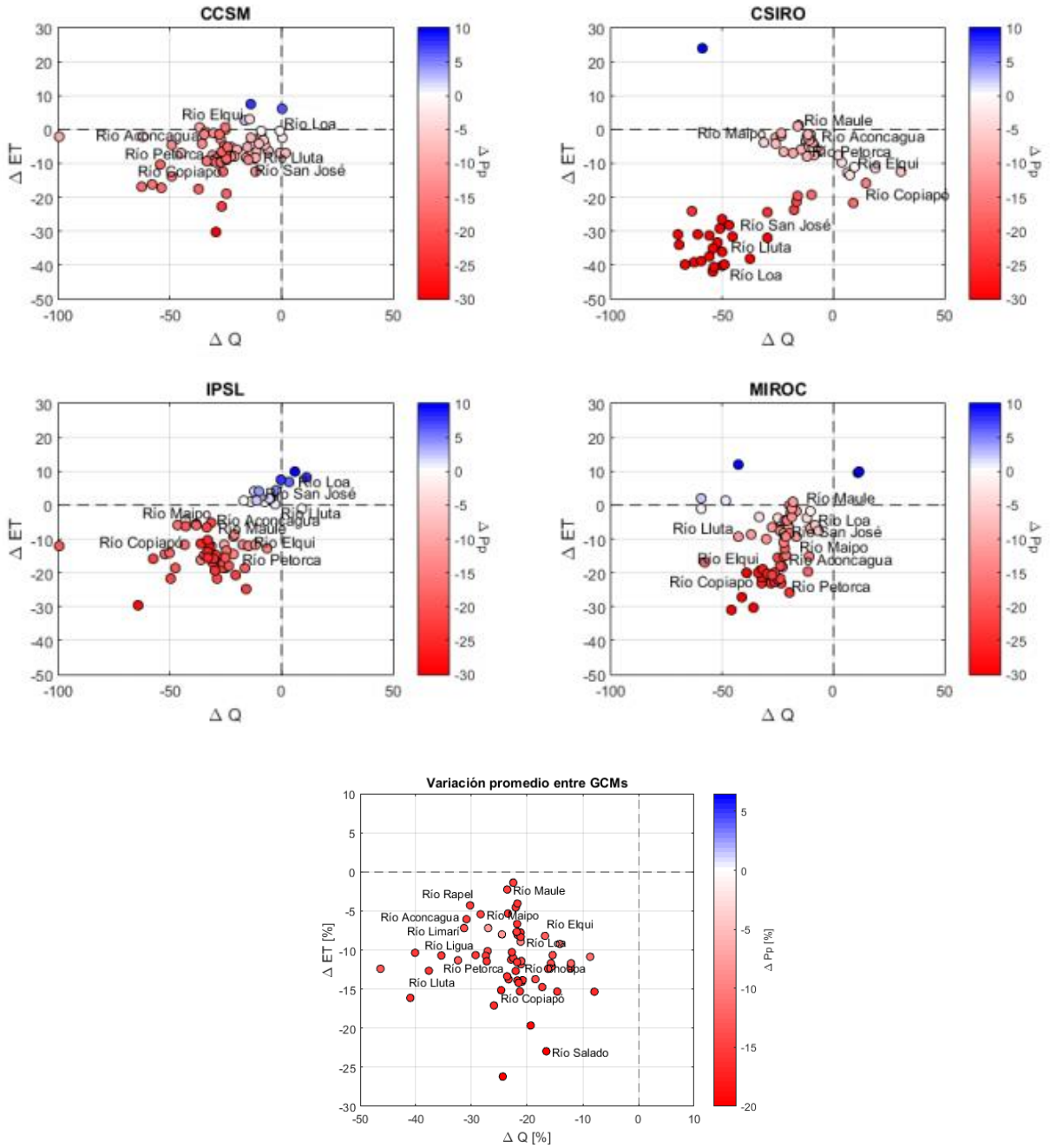


Figura 4.2: Variación porcentual de la precipitación, escorrentía y evapotranspiración (estos dos últimos flujos corregidos por la demanda de riego) entre los períodos 1985-2015 y 2030-2060 (unidades en porcentaje). Cada punto corresponde a un polígono definido en el estudio DGA-CIREN (2014).

El detalle de los montos para cada uno de los períodos, para cada uno de los flujos y para cada uno de los polígonos DGA-CIREN (2014) que se encuentran dentro de la zona de estudio se muestra en el Anexo F.

Para analizar de manera distribuida lo que ocurre con la precipitación media anual y la escorrentía natural (sin considerar riego), se muestra en las Figura 4.4 y Figura 4.4 el promedio entre los cuatro GCMs de la variación entre los períodos 2030-2060 y 1985-2015 para ambas variables. Se aprecia que, en promedio, hay una disminución en toda la zona de estudio, siendo la zona posiblemente más afectada la cordillera de la región del Maule. No obstante, hay que tener en cuenta que se presentan las variaciones en unidades de milímetros, por lo que pueden existir otras zonas donde la disminución represente una fracción mayor de la precipitación histórica. De manera análoga, se presenta en la Figura 4.5 el mismo gráfico, pero para la evapotranspiración natural. A diferencia de la escorrentía, en la zona cordillerana del Maule se espera que aumente las pérdidas de este flujo, pero en general se esperan disminuciones atribuibles a la disminución en la precipitación.

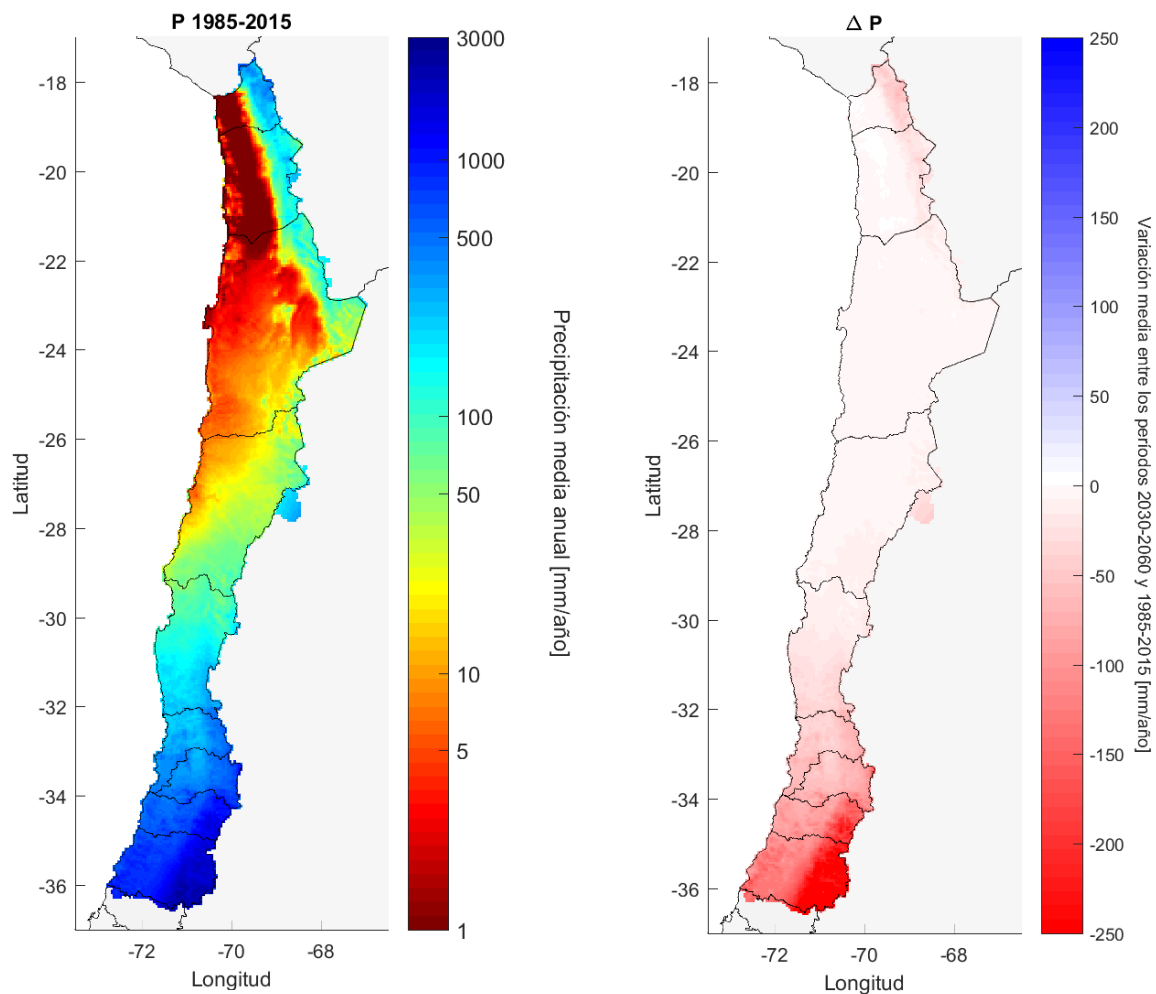


Figura 4.3: Promedio entre los cuatro modelos de cambio climático considerados (GCMs) de la variación de la precipitación media anual entre los períodos 2030-2060 y 1985-2015.

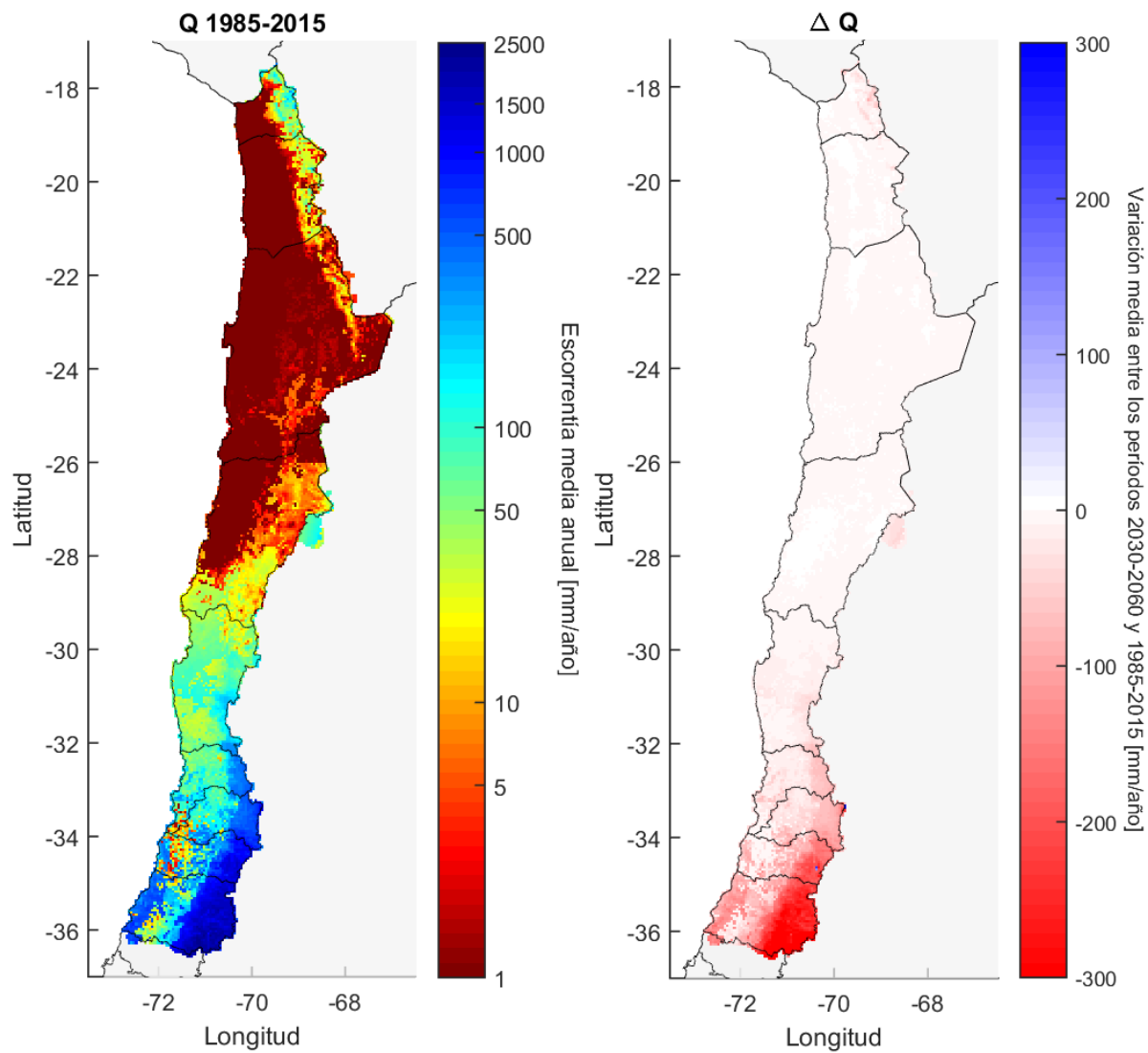


Figura 4.4: Promedio entre los cuatro modelos de cambio climático considerados (GCMs) de la variación de la escorrentía natural según VIC entre los periodos 2030-2060 y 1985-2015.

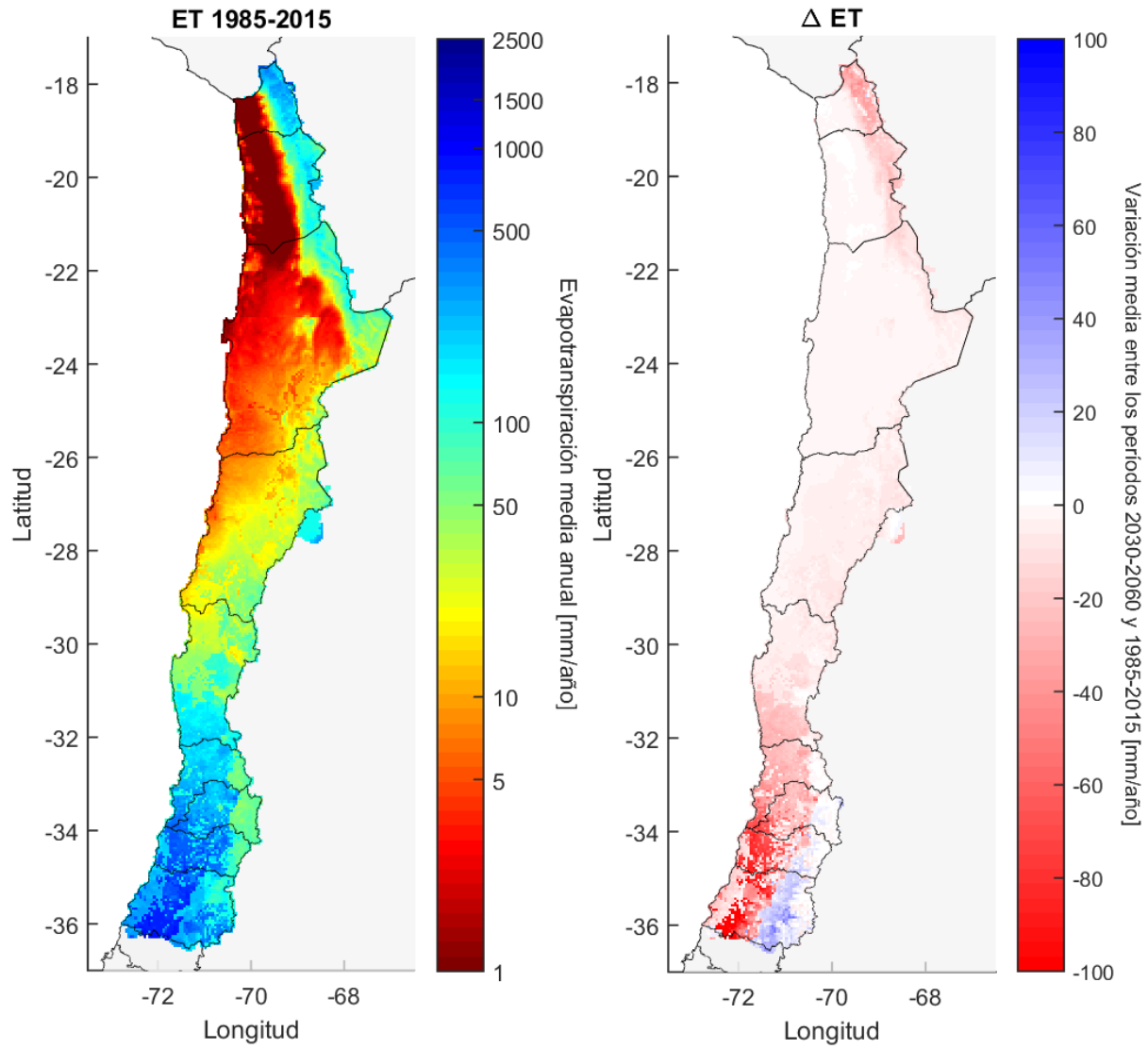


Figura 4.5: Promedio entre los cuatro modelos de cambio climático considerados (GCMs) de la variación de la evapotranspiración natural según VIC (no considera el efecto del riego) entre los períodos 2030-2060 y 1985-2015.

5 HERRAMIENTAS DE SISTEMAS DE INFORMACIÓN GEOGRÁFICA PARA LA PRESENTACIÓN DE RESULTADOS

5.1 PROYECTO SIG

5.1.1 CONSIDERACIONES GENERALES

El proyecto SIG contiene los resultados de la aplicación de la metodología de actualización del balance hídrico nacional en las cuencas de las macrozonas Norte y Centro. Como propósito fundamental se busca que la información sea de rápida manipulación e interpretación por parte del usuario, de modo que se encuentra organizado de forma que permita conseguirlo.

Para ello el proyecto considera un árbol de directorios que se detalla en la sección del esquema de presentación del proyecto, el cual, muestra cómo se organiza la información de forma que se pueda acceder a todos los contenidos sin que el usuario se confunda, dada la gran variedad de tópicos que involucra la generación de resultados (periodos históricos y futuros, forzantes y variables de salida de VIC, modelos de cambio climático, etc.).

En este sentido, la metodología para la confección del producto SIG consideró lo siguiente:

- 1) Reuniones de coordinación tanto internas como con la contraparte técnica de la Dirección General de Aguas para definir los alcances e incorporar recomendaciones.
- 2) Recopilación y sistematización de los resultados del proyecto
- 3) Creación de árbol de directorios y ordenamiento de los resultados obtenidos desde las diferentes áreas.
- 4) Estructuración del proyecto SIG para compatibilidad con ArcGIS v10.2 y generación de Geodatabases.
- 5) Creación de cartas, mapas y figuras en formatos mxd (de almacenaje de información), jpg, png y pdf (de salida y visualización)
- 6) Presentación de resultados en formato digital (en dispositivo de almacenamiento) y formato papel (para imprimir e impresos).

La Figura 5.1 describe el esquema ilustrado:

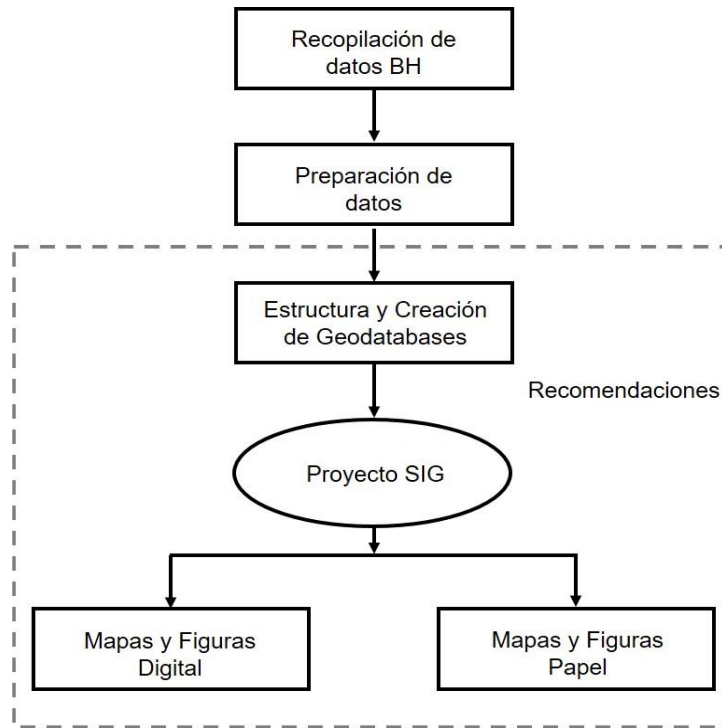


Figura 5.1: Pasos metodológicos para la creación del proyecto SIG propuesto

Dado que los resultados del proyecto generaron un importante volumen de información, cada proyecto SIG (archivo mxd) se encuentra definido por la variable que describe, y dentro de este se encuentran los archivos en formato raster condensados a escala mensual del resultado correspondiente. Esto permite al usuario exportar mapas que inicialmente no se encuentren en la biblioteca de imágenes del proyecto SIG.

Los numerales siguientes describen el proceso de creación del proyecto SIG.

5.1.2 RECOPIACIÓN DE INFORMACIÓN DE FORZANTES METEOROLÓGICAS Y SALIDAS MODELO VIC

- **Forzantes meteorológicas**

Las forzantes meteorológicas principales corresponden a temperaturas extremas y montos de precipitación acumulada. Para efectos de los cálculos dentro del modelo VIC esta información posee un paso temporal de tres horas. Esta frecuencia de información, desde el punto de vista computacional, es un volumen considerable para ser procesado con eficacia; y desde el punto de vista práctico, no representa una escala de relevancia mayor para obtener conclusiones a nivel hidrológico. En ese sentido, la resolución temporal mínima que contienen los archivos en la base de datos del proyecto SIG es mensual, y podrá ser procesada con las herramientas de análisis correspondientes.

De este modo, la escala de información tanto raster (imágenes) como vectorial (shapefiles) se muestra al usuario a escala mensual. Esta solución consta de dos partes y depende el tipo de formato: en primer lugar, las imágenes son 12 (una por mes) para el periodo estudiado en un continuo para Chile (ya que el

producto por definición se construye de esta forma), tanto para temperaturas extremas como precipitación, con la única diferencia que para esta última variable los valores corresponden a los promedios mensuales de las sumas diarias correspondientes del mes respectivo. Pese a que las forzantes están construidas para el periodo 1979-2016, estas agregaciones consideran el periodo 1985-2015, de modo de tener concordancia tanto con resultados anteriores como con lo estipulado por la DGA.

La información vectorial, por su parte, está representada por celdas poligonales de dimensión similar a las celdas del formato raster (5 x 5 Km), cubriendo todo Chile. Cada celda tiene como atributo la serie temporal mensual de la variable correspondiente para todas las coordenadas que definen el área de estudio. Este formato es más práctico de manipular ya que el usuario puede construir imágenes para una combinación mes-año cualquiera y/o extraer la serie de tiempo y exportarla para este último caso en formato Excel.

Se debe considerar, que cada una de las variables de las forzantes se replica cuatro veces debido a los modelos de cambio climático utilizados para hacer las proyecciones futuras. Estos modelos entregan resultados en un continuo desde 1985 hasta 2060, pero para efectos del proyecto SIG y su visualización, la información es tratada solo para el periodo 2030-2060, siendo este periodo definido en reuniones de coordinación con la contraparte técnica dados los alcances e implicaciones esperadas para el futuro a mediano plazo.

- **Modelo VIC**

Las salidas del modelo VIC, por su lado, son siete y se describen a continuación (si bien las variables se obtienen a nivel diario a escala del proyecto SIG se consideran a nivel mensual):

1. **evap**: ET natural según VIC [mm/mes]. En Proyecto SIG aparece como ET.
2. **fsca**: fractional snow covered area [adimensional]. En Proyecto SIG aparece como fsca.
3. **Q**: escorrentía superficial [mm/d]. En Proyecto SIG aparece como Runoff.
4. **Riego**: Riego para todos los días [mm/mes]. En Proyecto SIG aparece como Riego.
5. **SM**: Soil moisture = suma del agua en las 3 capas de suelo [mm]. En Proyecto SIG aparece como SM.
6. **SWE**: snow water equivalent [mm]. En Proyecto SIG aparece como SWE.
7. **Recarga**: Flujo de recarga del acuífero [mm/d]. Esta variable solo se encuentra disponible para el periodo histórico dado que se calcula de manera externa a VIC.

Al igual que para las forzantes meteorológicas, estas variables poseen un paso temporal diario que se agrupa a mensual (más un promedio anual) para las imágenes raster, y como atributo de serie de tiempo para todas las coordenadas de las macrozonas Norte y Centro en el formato vectorial. El periodo de tiempo utilizado corresponde a 1985-2015. En este caso, se presentan también proyecciones de estas variables para cada uno de los modelos de cambio climático. Se debe tener presente que, al no ser una variable calculada para el periodo futuro, la variable recarga solo incluye información raster y vectorial pero no esta incluida en los mapas ni en los proyectos mxd. Por su parte, y por aspectos de capacidad de computo, se omite la variable de evapotranspiración bajo vegetación natural.

5.1.3 ESQUEMA DE PRESENTACIÓN DEL PROYECTO

El Proyecto SIG organiza la información en un árbol de directorios, que se detalla en la Figura 5.2, el cual busca acceder a la información temática del proyecto SIG de forma rápida y concisa. Considera la organización en carpetas temáticas según las variables obtenidas durante el proyecto. Estos directorios se describen de la siguiente manera:

- 1) **Archivos mxd:** Para cada macrozona se encuentran los archivos mxd asociados a las cuencas representativas, las forzantes meteorológicas y las variables de VIC. Dentro de ellos se encuentran las separaciones para periodo histórico y futuro más los modelos de cambio climático correspondientes.
- 2) **Mapas:** Exportaciones en formato jpg, png y pdf de los mapas mxd.
- 3) **Archivos GBD:** Base de datos espacial que contiene los archivos necesarios para que el proyecto SIG sea visualizado por el usuario.
- 4) **Base de datos:** Los archivos almacenados en la Geodatabase en un formato nativo (tif, shp, netcdf). Son de utilidad para realizar consultas de usuario particulares.
- 5) **Herramientas SIG:** Grupo de herramientas que permiten hacer consultas específicas a la base de datos y exportarlos.
- 6) **Descripciones y Manuales:** Contienen archivo Excel con el detalle de cada uno de los archivos y en que niveles se encuentran en el árbol de directorios. Además, se encuentran los manuales tanto para el uso del proyecto SIG como de las herramientas que permiten procesar la base de datos.

En el Anexo K asociado al manual de uso SIG se detalla el contenido de cada uno de los directorios.

Los archivos que condensan demasiada información (como las series diarias de las forzantes meteorológicas) se presentan comprimidas en formato RAR. Es el usuario quien debe, en primer lugar, verificar las limitantes de espacio en disco del equipo que utilice, y luego descomprimir los archivos para luego analizarlos con alguna herramienta de consulta.

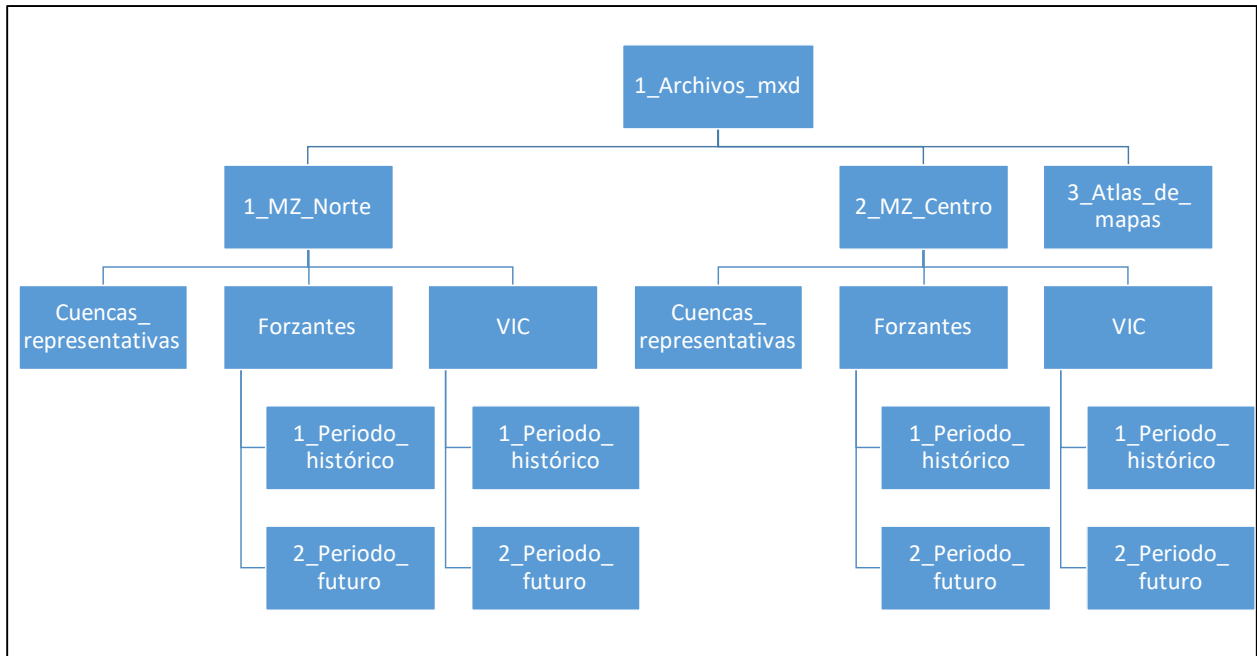


Figura 5.2.a: Árbol de directorios del proyecto SIG, directorio 1: Archivos mxd.

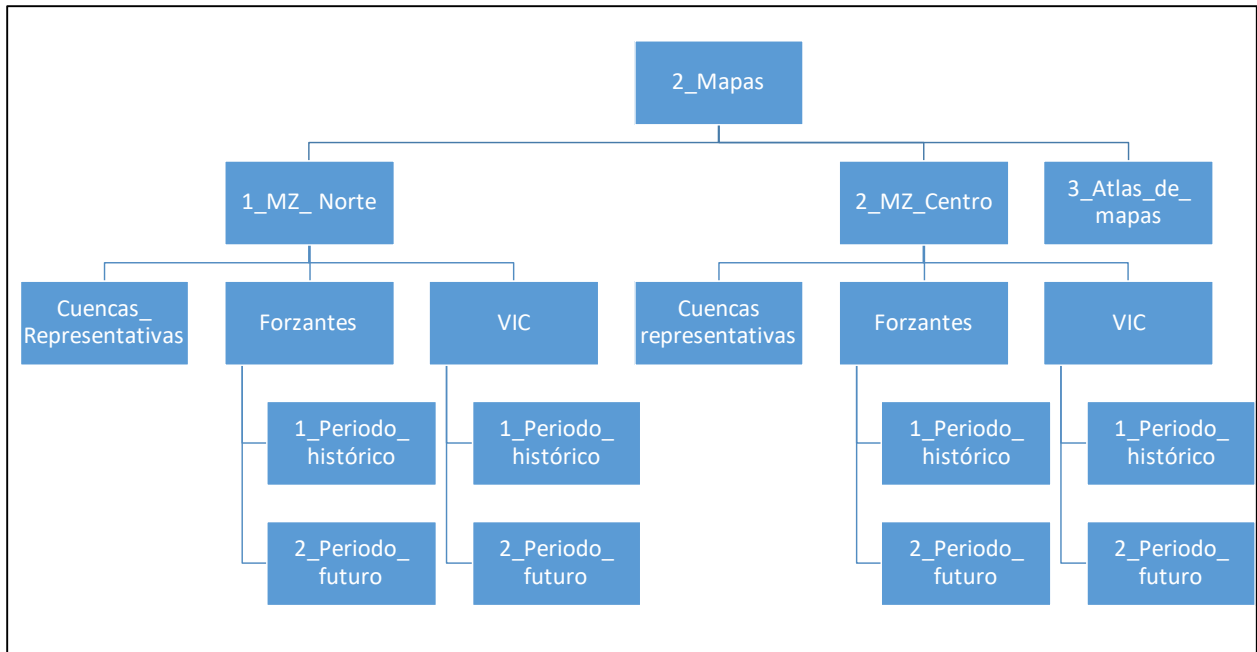


Figura 5.2.b: Árbol de directorios del proyecto SIG, directorio 2: Mapas.

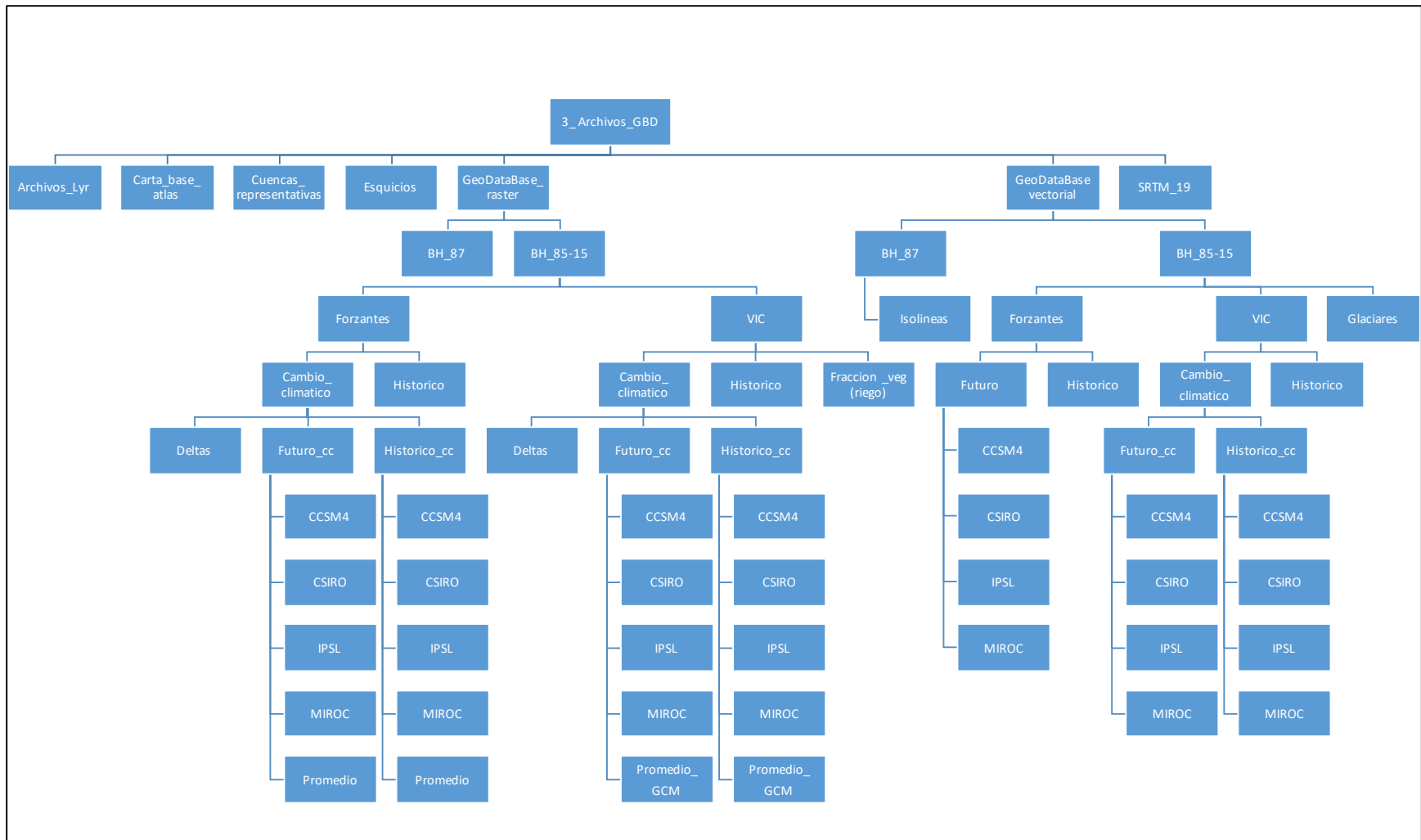


Figura 5.2.c: Árbol de directorios del proyecto SIG, directorio 3: Base de datos.

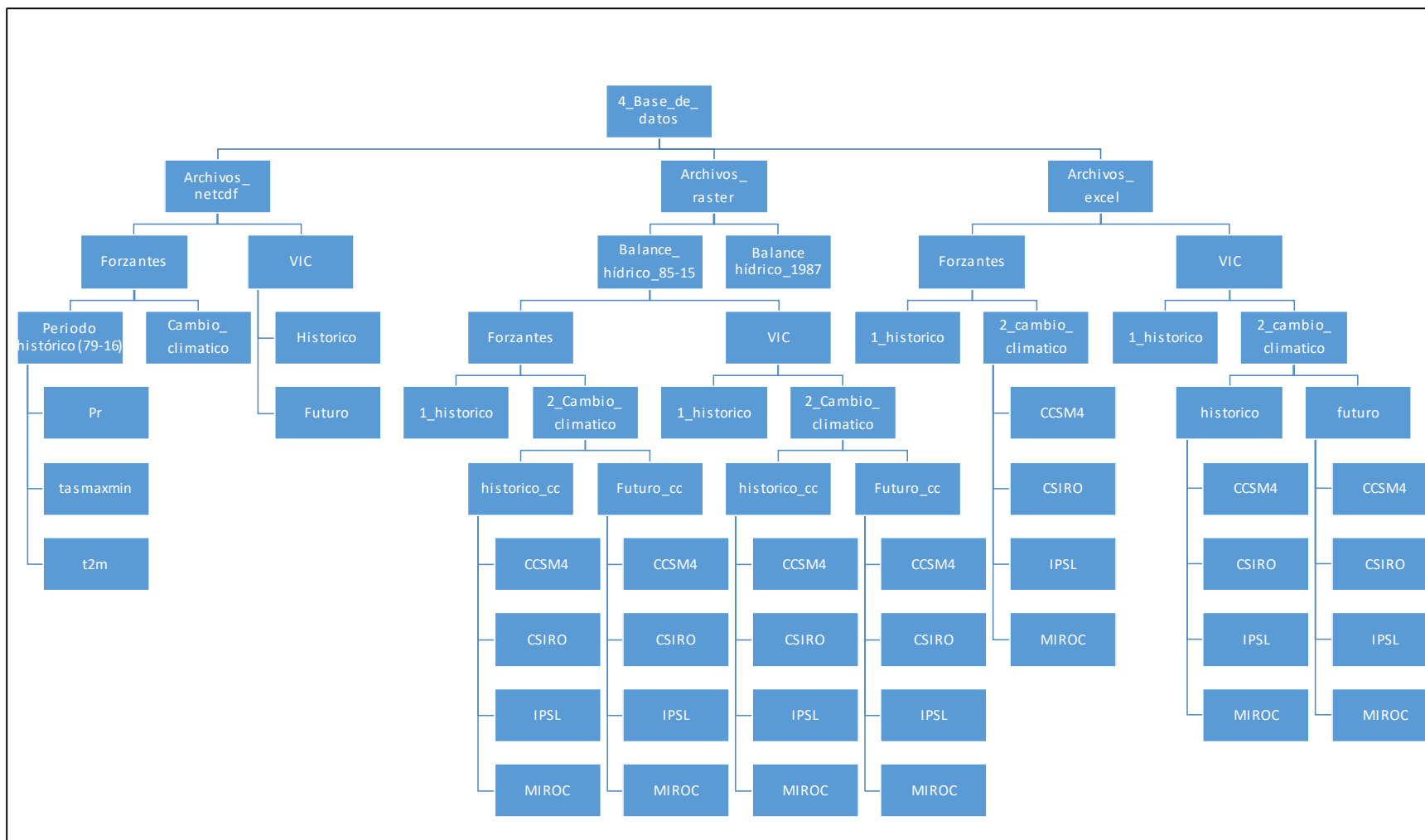


Figura 5.2.d: Árbol de directorios del proyecto SIG, directorio 4 (parte 1): Base de datos.

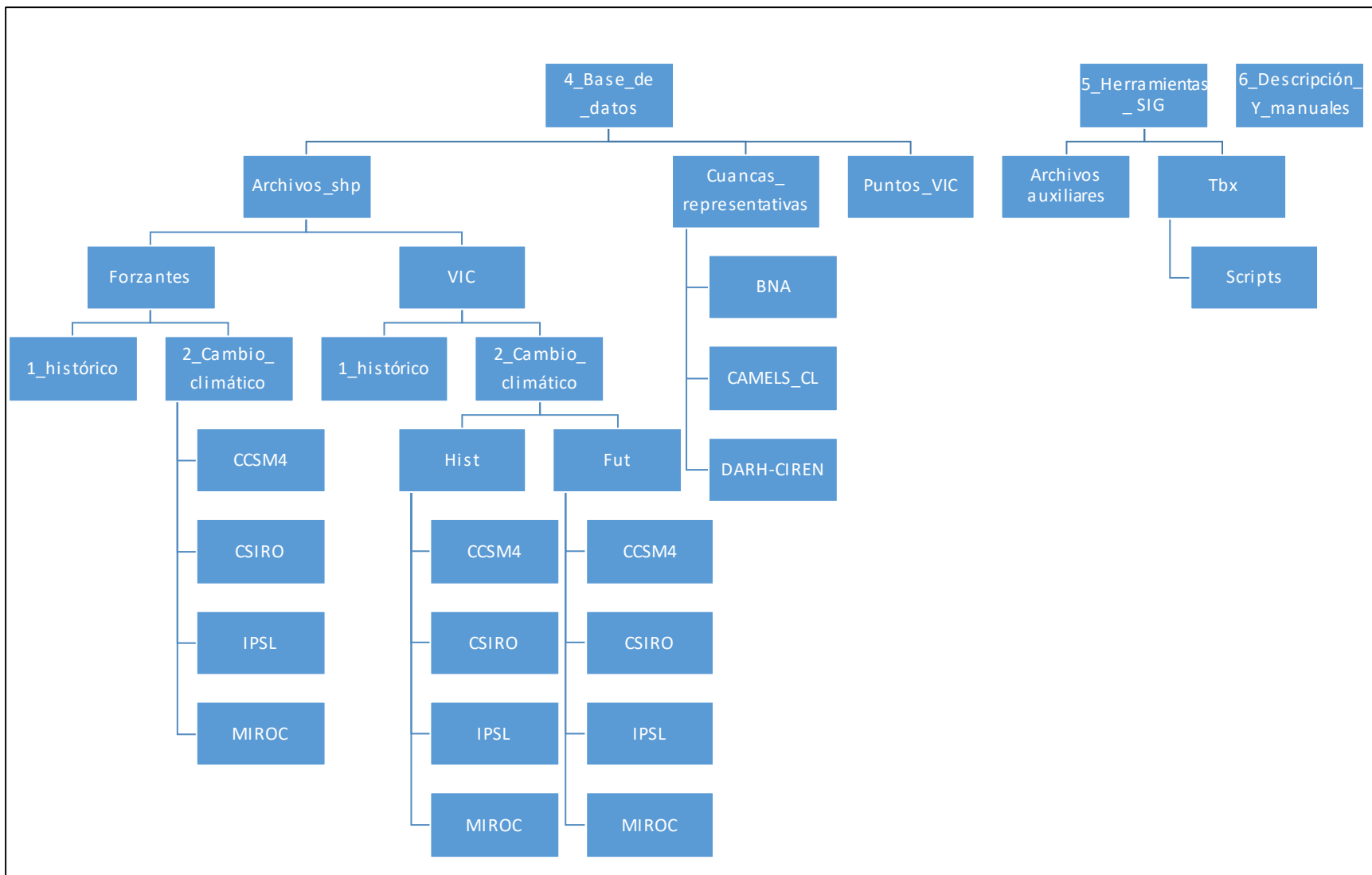


Figura 5.2.e: Árbol de directorios del proyecto SIG, directorios 4 (Parte 2): Base de datos. Directorio 5: Herramientas_SIG. Directorio 6: Descripción y manuales.

5.1.4 CREACIÓN DE MAPAS, CARTAS Y FIGURAS EN FORMATO ARCGIS 10.2

Se utiliza ArcGIS v10.2 para la generación de los archivos mxd. Se debe tener presente que los proyectos exportados desde este software no pueden ser abiertos en versiones anteriores. La DGA solicitó la entrega en esta versión ya que posee licencias para abrir correctamente los archivos correspondientes en este formato.

La información de base para generar los mapas corresponde a aquellos generados para el Atlas del Agua (DGA, 2016), que consideran las cuencas DARH-CIREN, los cuales son editados para agregar la información resultante de aplicar la metodología de balance hídrico. No obstante, lo anterior, todos los archivos mxd contienen tanto las cuencas BNA y Cammels apagadas en la visualización por si se desea agregarlas para exportar una imagen que las contenga.

La configuración del tamaño de salida de mapas y figuras en el archivo mxd es en tamaño ISO A1 o similar, esto para mapas, y en tamaño doble carta, para figuras. Se consideran tamaños A3 y B4 para anexo cartográfico (Impreso) y álbum de planos (digital). Los mapas y figuras de salida tienen una resolución de 400 dpi.

5.2 HERRAMIENTAS DE SISTEMAS DE INFORMACIÓN GEOGRÁFICA PARA EL ANÁLISIS DE RESULTADOS

Se consideró además del proyecto SIG con su árbol de directorios respectivo, la creación de una serie de herramientas/funciones almacenadas en pequeños paquetes que en el software ArcGIS se denominan *toolboxes*. Estas permiten realizar cálculos, operaciones espaciales y selección de información de acuerdo con las necesidades del usuario, en los formatos y unidades correspondientes.

Por ejemplo, si se desea calcular el promedio de las precipitaciones en un mes puntual para una cuenca, o en un punto o buffer asociado a una estación meteorológica, estas herramientas generadas lo pueden realizar. Dependiendo de la clase de consultas potenciales que el usuario puede realizar, es que se desarrollaron las herramientas claves para el proyecto, capaces de interactuar con las Geodatabases que correspondan. Para mayor información sobre estos procesos, consultar el Anexo E.

5.2.1 HERRAMIENTAS DE CONSULTA

Las herramientas diseñadas como complemento a la plataforma SIG corresponden a:

- 1) **Extraer serie temporal:** Para una celda específica, obtener series de tiempo de las forzantes meteorológicas, en un archivo que pueda posteriormente ser procesado en Excel.
- 2) **Extraer por polígono:** Para un área específica (región, cuenca, subcuenca, etc.), obtener series de tiempo agregados de las forzantes meteorológicas y de los resultados de VIC, en un archivo que pueda posteriormente ser procesado en Excel.
- 4) **Extraer raster puntual:** Entregar un archivo ráster que contenga las forzante o resultados de la modelación para un tiempo específico.

Estas herramientas complementan los procesos que el usuario pueda hacer por su cuenta. Son una forma sencilla de extraer información básica de las series de datos.

5.2.2 EJEMPLO DE APLICACIÓN EN UNA CUENCA REPRESENTATIVA

La generación de las herramientas descritas considera un manual de detalle de cada una de ella y como ejecutarlas, además de ayuda web en base a videos de tutorías de cómo utilizar cada una de las herramientas, llenando correctamente los campos correspondientes. A modo de ejemplo, la siguiente url: <https://www.youtube.com/watch?v=VnjcH1mYuwl&t=38s>, explica el uso de las tres herramientas para la obtención de estadísticas por zona particular operando archivos en formato NetCDF. En caso de estar leyendo en un documento impreso, puede con su celular leer el código QR de la Figura 5.3, siempre que tenga la aplicación respectiva en su celular para cargar el vínculo web.

El ejemplo siguiente detalla un resultado para una cuenca representativa del norte de Chile:



Figura 5.3: Código QR para acceder al tutorial en video de herramienta SIG dinámica

6 CONCLUSIONES

En este informe se incluyen los resultados finales del proyecto “Aplicación de la metodología de actualización del balance hídrico nacional en las cuencas de las macrozonas Norte y Centro”. En particular, se presentan resultados relacionados con la modelación hidrológica en las cuencas controladas fluviométricamente y definidas en régimen natural para la zona en estudio. Además, se analizan los resultados del balance hídrico para las cuencas definidas por la DGA-DARH y una comparación entre los Balances de 1987 y el balance actual para las cuencas representativas en el Atlas del Agua de las macrozonas Norte y Centro del país.

La información meteorológica base utilizada es el producto CR2MET, obtenido de DGA (2017). A esta base de datos se le aplicaron múltiples correcciones y actualizaciones que han permitido obtener mejores indicadores de validación. En la práctica, la mejora en la calidad de las forzantes meteorológicas se traduce en mejor información de entrada para los modelos hidrológicos, y por lo tanto una mayor fidelidad de las simulaciones hidrológicas. Sin embargo, la mayor o mejor base física de las simulaciones hidrológicas tiene que ver con la estructura del modelo, más que con las forzantes meteorológicas (e.g., Clark *et al.*, 2015; Hrachiwitz y Clark, 2017).

En esta fase, se ha planteado una metodología para cuantificar los impactos del cambio climático en procesos hidrológicos. Para esto, se utilizaron cuatro modelos de circulación global, en conjunto con el producto meteorológico base y técnicas de escalamiento estadístico, obteniéndose sets de datos meteorológicos que incorporan el efecto del cambio climático. La utilización de estos sets de datos, sobre los modelos hidrológicos ya calibrados, permitió estimar los impactos del cambio climático proyectado por los modelos usados, como base sobre el balance hídrico nacional.

Con respecto a la modelación hidrológica, una primera etapa consistió en calibrar el modelo VIC en 43 cuencas que se encuentran en régimen natural. Estas cuencas se encuentran típicamente en las zonas más altas de las cuencas (ver Tabla 2-11 y Figura 2-42). Sin embargo, se han escogido de manera adicional en el proceso de calibración tres cuencas a nivel de desembocadura (Lluta en Panamericana, Río Choapa Aguas Arriba Estero La Canela y Río Petorca En Longotoma O Puente Ff) que pese a tener intervenciones, estas son principalmente asociadas a actividad agrícola sin existir obras importantes de acumulación de agua que alteren los caudales diarios de manera significativa. Al no existir información observada respecto de extracciones de agua a nivel superficial y subterránea, no es posible realizar una calibración similar en cuencas intervenidas en puntos intermedios en las cuencas. El índice de eficiencia KGE para las cuencas calibradas (BNA_{CAMELS}) es satisfactorio (superior a 0,6) en prácticamente todas las cuencas. Además, los valores asociados a los procesos de acumulación y derretimiento de nieve (SWE medio y fsca) presentan un comportamiento modelado similar al observado mediante imágenes y productos satelitales (Anexo A.2). Los valores estimados de evapotranspiración también se comportan de acuerdo a lo esperado (Anexo I). Por otra parte, las estimaciones de recarga de VIC, así como los cálculos según los métodos MOMLRr y RORA, tienen diferencias pese a ser del mismo orden de

magnitud (Anexo C). En general, la recarga según VIC se encuentra dentro del rango de valores según MOMLRr y RORA para la gran mayoría de las cuencas.

Aunque el proceso de calibración en cuencas en régimen natural ha concluido para esta zona del país y en esta etapa de la actualización del balance hídrico, es importante dejar establecido que los resultados aún pueden mejorarse en base a mejores observaciones y a un mejor entendimiento de algunos procesos hidrológicos principales. También se puede ampliar el set de cuencas a calibrar si se conocen las intervenciones que pueden alterar los caudales observados de manera de poder generar caudales naturalizados.

Una segunda etapa en la metodología consiste en transferir parámetros hidrológicos desde las cuencas calibradas al resto del territorio. Este proceso de regionalización considero distintos esquemas para escoger en cada pixel cual era la cuenca donante. A partir de los resultados obtenidos, el criterio de regionalización que presenta un mejor ajuste en cuanto a la validación cruzada es el de cercanía espacial. Sin embargo, la regionalización de parámetros presenta un peor desempeño en cuencas áridas. Ambos resultados son consistentes con diversos trabajos realizados a nivel mundial (e.g., Oudin *et al.*, 2008; Bao *et al.*, 2012; Parajka *et al.*, 2013).

Al comparar los resultados después del proceso de regionalización con cuencas en estado poco intervenido y cuencas en desembocadura se aprecian resultados razonables. Las mayores diferencias se encuentran en las cuencas de la zona norte donde existe una sobrestimación de caudales (la suma de la escorrentía superficial más flujos de base). Esta zona es la que presenta también los mayores niveles de incertidumbre en las metodologías utilizadas, especialmente en la reproducción de caudales de base y otros procesos relevantes en los componentes subterráneos del ciclo hidrológico especialmente en este tipo de cuencas. También en estas cuencas es donde existe la menor información espacial en términos de estaciones meteorológicas y fluviométricas por lo que la incertidumbre en los procesos de regionalización también es mayor. Es posible que en las últimas etapas de actualización del balance hídrico al contar con un mayor número de cuencas donantes o con la introducción de posibles mejoras en la representación de extracciones se pueda mejorar la representación de estas cuencas.

Entre los resultados entregados en este informe, destacan los coeficientes de escorrentía, así como las fracciones de evapotranspiración respecto de la precipitación, la que se puede realizar para cualquier cuenca del país gracias a que los resultados de VIC se encuentran grillados. Otro punto importante es la variación mensual de la precipitación, escorrentía, evapotranspiración y cobertura de nieve, pues permiten identificar rápidamente cuencas con regímenes similares y entregan mayor información sobre la cuenca y cómo ésta se comporta en un año promedio.

Los resultados de la comparación entre los Balances de 1987 y el Balance actual muestran algunos cambios sistemáticos en los componentes principales del balance hídrico. En prácticamente todas las cuencas se aprecia una disminución en las precipitaciones. Respecto de otras variables se aprecian dos modos de cambios. En la zona norte (desde Aconcagua al norte) se aprecia que adicional a la disminución en precipitación se produce una disminución en evapotranspiración que en algunos casos es mayor a la disminución en precipitación lo que provoca un aumento relativo en escorrentía. En las

cuencas más al sur la evapotranspiración tiende a aumentar y por ende los caudales disminuyen por el efecto combinado de menos precipitación y mayor evapotranspiración. Dados los cambios metodológicos entre ambos balances, las incertidumbres en la metodología utilizada que se ha comentado son mayores en el caso de las cuencas en la zona más al norte y la escasa información disponible en las desembocaduras de cuencas es complejo determinar de manera fehaciente cual es el balance integrado en las cuencas analizadas. Por otra parte, es complejo distinguir cual es la contribución de los cambios observados en términos de cambios en la metodología utilizada versus cambios en los componentes del balance hídrico propiamente tal. Sin embargo, es posible considerar que ambos factores son relevantes tomando en cuenta los indicios de cambios ya observados en estaciones de larga duración y diferencias metodológicas que son claramente cuantificables.

Se entregan de manera adicional los impactos que puede tener el cambio climático en las cuencas consideradas en el análisis. Se puede apreciar que, salvo las cuencas en la zona norte y en particular para uno de los modelos de clima global considerado, la escorrentía hacia el futuro tiende a disminuir producto de la disminución en precipitación y del aumento en la evapotranspiración. En algunos casos se observan disminuciones relativas importantes.

Finalmente, se presenta la metodología del sistema de información geográfico (SIG) para la presentación de los resultados de este proyecto. El proyecto SIG incluye toda la información espacial generada, más capas de base que ayudan a comprender el entorno de información en el cual los datos se enmarcan. El proyecto consideró la realización de un modelo de datos que englobe en Geodatabases (almacenadas en un árbol de directorios junto con un glosario), los resultados principales que permitan al usuario visualizar la información y hacer consultas sobre ellas. Para este último caso, se generaron distintas cajas de herramientas (*toolboxes*) que contienen funciones para realizar consultas y geoprocursos útiles para visualizar resultados que no se muestran en el proyecto SIG, facilitando tanto el acceso como el análisis de resultados entregados.

7 REFERENCIAS

- Ahmed, K.F., Wang, G., Silander, J., Wilson, A.M., Allen, J.M., Horton, R., Anyah, R., 2013. Statistical downscaling and bias correction of climate model outputs for climate change impact assessment in the U.S. northeast. *Glob. Planet. Change* 100, 320–332. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2012.11.003>
- Aldunce, P., Araya, D., Sapiain, R., Ramos, I., Lillo, G., Urquiza, A., Garreaud, R., 2017. Local perception of drought impacts in a changing climate: The mega-drought in central Chile. *Sustain.* 9, 1–15. <https://doi.org/10.3390/su9112053>
- Allen, R. G., Pereira, L. S., Smith, M., Raes, D., & Wright, J. L. (2005). FAO-56 dual crop coefficient method for estimating evaporation from soil and application extensions. *Journal of irrigation and drainage engineering*, 131(1), 2-13.
- Alvarez-Garreton, C., Mendoza, P.A., Boisier, J.P., Addor, N., Galleguillos, M., Zambrano-Bigiarini, M., Lara, A., Puelma, C., Cortes, G., Garreaud, R., McPhee, J., Ayala, A., 2018. The CAMELS-CL dataset: catchment attributes and meteorology for large sample studies – Chile dataset. *Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss.* 1–40. <https://doi.org/10.5194/hess-2018-23>
- Bahr, B., Meier, F., Peckham, S.D., 1997. The physical basis of glacier volume-area scaling. *J. Geophys. Res.* 102, 20355–20362. <https://doi.org/doi:10.1029/97JB01696>
- Bao, Z., Zhang, J., Liu, J., Fu, G., Wang, G., He, R., Yan, X., Jin, J., Liu, H., 2012. Comparison of regionalization approaches based on regression and similarity for predictions in ungauged catchments under multiple hydro-climatic conditions. *J. Hydrol.* 466–467, 37–46. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2012.07.048>
- Barcaza, G., Nussbaumer, S. U., Tapia, G., Valdés, J., García, J. L., Videla, Y., ... & Arias, V. (2017). Glacier inventory and recent glacier variations in the Andes of Chile, South America. *Annals of Glaciology*, 58(75pt2), 166-180.
- Beck, H.E., Van Dijk, A.I.J.M., De Roo, A., Miralles, D.G., McVicar, T.R., Schellekens, J., Bruijnzeel, L.A., 2016. Global-scale regionalization of hydrologic model parameters. *Water Resour. Res.* 52, 3599–3622. <https://doi.org/10.1002/2015WR018247>
- Beck, H.E., Van Dijk, A.I.J.M., Levizzani, V., Schellekens, J., Miralles, D.G., Martens, B., De Roo, A., 2017. MSWEP: 3-hourly 0.25° global gridded precipitation (1979-2015) by merging gauge, satellite, and reanalysis data. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 21, 589–615. <https://doi.org/10.5194/hess-21-589-2017>
- Bobadilla, M.P., 2015. Incorporación de proyecciones climáticas en el mejoramiento de la red de aguas lluvias de la comuna de Maipú, Santiago, Chile. Universidad de Chile.
- Boisier, J.P., Alvarez-garreton, C., Damiani, A., Lambert, F., Ramallo, C., Rojas, M., 2018. Anthropogenic drying in central-southern Chile evidenced by long- term observations and climate model simulations. *Elem. Sci. Antropocene.*

- Boisier, J.P., Rondanelli, R., Garreaud, R.D., Muñoz, F., 2016. Anthropogenic and natural contribution to the Southeast Pacific Precipitation Decline and Recent Mega-Drought in Chile. *Geophys. Res. Lett.* 43, 413–421. <https://doi.org/10.1002/2015GL067265>.
- Cai, W., Cowan, T., Thatcher, M., 2012. Rainfall reductions over Southern Hemisphere semi-arid regions: The role of subtropical dry zone expansion. *Sci. Rep.* 2, 1–5. <https://doi.org/10.1038/srep00702>
- Cannon, A.J., 2016. Multivariate bias correction of climate model output: Matching marginal distributions and intervariable dependence structure. *J. Clim.* 29, 7045–7064. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-15-0679.1>
- Carrasco, J. F., Casassa, G., & Quintana, J. (2005). Changes of the 0 C isotherm and the equilibrium line altitude in central Chile during the last quarter of the 20th century/Changements de l'isotherme 0 C et de la ligne d'équilibre des neiges dans le Chili central durant le dernier quart du 20ème siècle. *Hydrological Sciences Journal*, 50(6).
- Casassa, G., Apey, A., Bustamante, M., Marangunic, C., Salazar, C., Soza, D., 2015. Contribución hídrica de glaciares en el estero Yerba Loca y su extrapolación a la cuenca del río Maipo, en: XIV Congreso Geológico Chileno.
- Castillo, Y., 2015. Caracterización de la Hidrología Glaciar de la cuenca del río Maipo mediante la implementación de un modelo glacio-hidrológico semi-distribuido físicamente basado. Universidad de Chile.
- Cavazos, T., Arriaga-Ramírez, S., 2012. Downscaled climate change scenarios for Baja California and the North American monsoon during the twenty-first century. *J. Clim.* 25, 5904–5915. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-11-00425.1>
- Cepeda, J., 2017. Análisis de los caudales nivo-glaciares históricos y proyectados en la cuenca del río Olivares: Comparación entre el modelo DHSVM y WEAP. Universidad de Chile.
- Chao, Y.; Feng, D., Yua, L., Wang, X., Chen, Y., Hernández, H.J., Galleguillos, M., Estados, C., Biging, G., Radke, J. & Gong, P. 2016. Detailed dynamic land cover mapping of Chile: accuracy improvement by integrating multi-seasonal land cover data. *Remote Sensing of Environment* 183, 170–185.
- Cheeseman, P., Self, M., Kelly, J., Stutz, J., Taylor, W., Freeman, D., 1988. Bayesian Classification, en: AAI-88 Proceedings. pp. 607–611.
- Cheeseman, P., Stutz, J., 1996. Autoclass - A bayesian approach to classification, en: Skilling, J., Sibisi, S. (Eds.), *Maximum Entropy and Bayesian Methods*. Kluwer Academic Publishers, pp. 117–126.
- Chen, J., Ohmura, A., 1990. Estimation of Alpine glacier water resources and their change since the 1870s. *Hydrol. Mt. Reg. IAHS Publ.* 193, 127–135. <https://doi.org/10.1021/jz900178u>
- Clark, Martyn P. et al. 2015. "A unified approach for process-based hydrologic modeling: 1. Modeling concept". *Water Resources Research* 51: 2498–2514.

- Compo, G.P., Whitaker, J.S., Sardeshmukh, P.D., Matsui, N., Allan, R.J., Yin, X., Gleason, B.E., Vose, R.S., Rutledge, G., Bessemoulin, P., BroNnimann, S., Brunet, M., Crouthamel, R.I., Grant, A.N., Groisman, P.Y., Jones, P.D., Kruk, M.C., Kruger, A.C., Marshall, G.J., Maugeri, M., Mok, H.Y., Nordli, O., Ross, T.F., Trigo, R.M., Wang, X.L., Woodruff, S.D., Worley, S.J., 2011. The Twentieth Century Reanalysis Project. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 137, 1–28. <https://doi.org/10.1002/qj.776>
- Cortés, G., Giroto, M., Margulis, S.A., 2014. Analysis of sub-pixel snow and ice extent over the extratropical Andes using spectral unmixing of historical Landsat imagery. *Remote Sens. Environ.* 141, 64–78. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2013.10.023>
- Cortés, G., Margulis, S., 2017. Impacts of El Niño and La Niña on interannual snow accumulation in the Andes: Results from a high-resolution 31 year reanalysis. *Geophys. Res. Lett.* 44, 6859–6867. <https://doi.org/10.1002/2017GL073826>
- Dee, D.P., Uppala, S.M., Simmons, A.J., Berrisford, P., Poli, P., Kobayashi, S., Andrae, U., Balmaseda, M.A., Balsamo, G., Bauer, P., Bechtold, P., Beljaars, A.C.M., van de Berg, L., Bidlot, J., Bormann, N., Delsol, C., Dragani, R., Fuentes, M., Geer, A.J., Haimberger, L., Healy, S.B., Hersbach, H., Hólm, E. V., Isaksen, I., Kållberg, P., Köhler, M., Matricardi, M., McNally, A.P., Monge-Sanz, B.M., Morcrette, J.J., Park, B.K., Peubey, C., de Rosnay, P., Tavolato, C., Thépaut, J.N., Vitart, F., 2011. The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 137, 553–597. <https://doi.org/10.1002/qj.828>
- DGA-CIREN, 2014. Redefinición de la clasificación de la clasificación red hidrográfica a nivel Nacional. Santiago, Chile.
- DGA, 2017a. Actualización Balance Hídrico Nacional. Realizado por Universidad de Chile y Pontificia Universidad Católica de Chile. S.I.T. N°417. Santiago, Chile.
- DGA, 2017b. Estimación de la demanda actual, proyecciones futuras y caracterización de la calidad de los recursos hídricos en Chile. Santiago, Chile.
- DGA, 2015. Atlas del Agua : Chile 2016. Santiago, Chile.
- DGA, 2011. Catastro, exploración y estudio de glaciares en Chile central. Santiago, Chile.
- DGA, 1987. Balance Hídrico de Chile. Santiago, Chile.
- Duan, Q.Y., Gupta, V.K., Sorooshian, S., 1993. Shuffled Complex Evolution Approach for Effective and Efficient Global Minimization. *J. Optimization Theory Appl.* 76, 501–521. <https://doi.org/10.1007/BF00939380>
- Ehret, U., Zehe, E., Wulfmeyer, V., Warrach-Sagi, K., Liebert, J., 2012. HESS Opinions “should we apply bias correction to global and regional climate model data?” *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 16, 3391–3404. <https://doi.org/10.5194/hess-16-3391-2012>
- Falvey, M., & Garreaud, R. D. (2009). Regional cooling in a warming world: Recent temperature trends in

- the southeast Pacific and along the west coast of subtropical South America (1979–2006). *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 114(D4).
- Funk, C., Peterson, P., Landsfeld, M., Pedreros, D., Verdin, J., Shukla, S., Husak, G., Rowland, J., Harrison, L., Hoell, A., Michaelsen, J., 2015. The climate hazards infrared precipitation with stations - A new environmental record for monitoring extremes. *Sci. Data* 2, 1–21. <https://doi.org/10.1038/sdata.2015.66>
- Garreaud, R.D., 2018. Record-breaking climate anomalies lead to severe drought and environmental disruption in western Patagonia in 2016. *Clim. Res.* 74, 217–229. <https://doi.org/10.3354/cr01505>
- Garreaud, R.D., Alvarez-Garreton, C., Barichivich, J., Pablo Boisier, J., Christie, D., Galleguillos, M., LeQuesne, C., McPhee, J., Zambrano-Bigiarini, M., 2017. The 2010-2015 megadrought in central Chile: Impacts on regional hydroclimate and vegetation. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 21, 6307–6327. <https://doi.org/10.5194/hess-21-6307-2017>
- Gascoïn, S., Kinnard, C., Ponce, R., Lhermitte, S., MacDonell, S., Rabatel, A., 2011. Glacier contribution to streamflow in two headwaters of the Huasco River, Dry Andes of Chile. *Cryosphere* 5, 1099–1113. <https://doi.org/10.5194/tc-5-1099-2011>
- Ginot, P., Kull, C., Schotterer, U., Schwikowski, M., Gäggeñer, H.W., 2006. Glacier mass balance reconstruction by sublimation induced enrichment of chemical species on Cerro Tapado (Chilean Andes). *Clim. Past* 2, 21–30.
- Gómez, T., 2013. Evaluación del impacto del cambio climático en centrales hidroeléctricas en la cuenca del Alto Cachapoal. Universidad de Chile.
- González, M.E., Gómez-González, S., Lara, A., Garreaud, R., Díaz-Hormazábal, I., 2018. The 2010–2015 Megadrought and its influence on the fire regime in central and south-central Chile. *Ecosphere* 9. <https://doi.org/10.1002/ecs2.2300>
- Gupta, H. V., Kling, H., Yilmaz, K.K., Martinez, G.F., 2009. Decomposition of the mean squared error and NSE performance criteria: Implications for improving hydrological modelling. *J. Hydrol.* 377, 80–91. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2009.08.003>
- Hamlet, A.F., Carrasco, P., Deems, J., Elsner, M., Kamstra, T., Lee, C., Lee, S.Y., Mauger, G., Salathe, E.P., Tohver, I., Whitely Binder, L., 2010. Final Report for the Columbia Basin Climate Change Scenarios Project. <https://doi.org/http://dx.doi.org/10.1016/j.physio.2011.06.001>
- Hayhoe, K., Wake, C.P., Huntington, T.G., Luo, L., Schwartz, M.D., Sheffield, J., Wood, E., Anderson, B., Bradbury, J., DeGaetano, A., Troy, T.J., Wolfe, D., 2007. Past and future changes in climate and hydrological indicators in the US Northeast. *Clim. Dyn.* 28, 381–407. <https://doi.org/10.1007/s00382-006-0187-8>
- Haylock, M.R., Peterson, T.C., Alves, L.M., Ambrizzi, T., Anunciação, Y.M.T., Baez, J., Barros, V.R., Berlato,

- M.A., Bidegain, M., Coronel, G., Corradi, V., García, V.J., Grimm, A.M., Karoly, D., Marengo, J., Marino, M.B., Moncunill, D.F., Nechet, D., Quintana, J., Rebello, E., Rusticucci, M., Santos, J.L., Trebejo, I., Vincent, L.A., 2006. Trends in Total and Extreme South American Rainfall in 1960–2000 and Links with Sea Surface Temperature. *J. Clim.* 19, 1490–1512.
- Held, I.M., Soden, B.J., 2000. Water Vapor Feedback and Global Warming. *Annu. Rev. Environ. Resour.* 25, 441–475.
- Howell, T. A. (1990). Relationships between crop production and transpiration, evapotranspiration, and irrigation. *Agronomy (USA)*.ISO 690.
- Hrachowitz, Markus, y Martyn P. Clark. 2017. “HESS Opinions: The complementary merits of competing modelling philosophies in hydrology Markus”. *Hydrology and Earth System Sciences* 21: 3953–73.
- Huenante, J., 2018. Procesamiento y análisis de radio eco-sondaje (RES) sobre glaciares chilenos: Relación entre volumen de hielo y área superficial. Universidad de Chile.
- Idso. S.B., R.D. Jackson, P.J. Pinter, J.L. Hatfield Normalizing the stress – degree – day parameter for environmental variability *Agric. Meteorol.*, 24 (1981), pp. 45-55
- IGM, 1987. Hidrografía, en: Geografía de Chile. Santiago, Chile, p. 9.
- Iizumi, T., Nishimori, M., Dairaku, K., Adachi, S.A., Yokozawa, M., 2011. Evaluation and intercomparison of downscaled daily precipitation indices over Japan in present-day climate: Strengths and weaknesses of dynamical and bias correction-type statistical downscaling methods. *J. Geophys. Res. Atmos.* 116, 1–20. <https://doi.org/10.1029/2010JD014513>
- IPCC, 2013. Resumen para responsables de políticas, en: Stocker, T.F., Qin, D., Plattner, G.-K., Tignor, M., Allen, S.K., Boschung, J., Nauels, A., Xia, Y., Bex, V., Midgley, P.M. (Eds.), *Cambio Climático 2013: Bases físicas. Contribución del Grupo de trabajo I al Quinto Informe de Evaluación del Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático*. Cambridge, Reino Unido y Nueva York, NY, Estados Unidos de América. <https://doi.org/10.1256/004316502320517344>
- Jackson, R.D., S.B. Idso, R.J. Reginato, P.J. Pinter Canopy temperature as a crop water stress indicator *Water Resource Res.*, 7 (1981), pp. 1133-1138
- James, L.D., 1972. Hydrologic modeling, parameter estimation and watershed characteristics. *J. Hydrol.* 17, 283–307.
- Kalnay, E., Kanamitsu, M., Kistler, R., Collins, W., Deaven, D., Gandin, L., Iredell, M., Jenne, R., Joseph, D., 1996. The NCEP NCAR 40-Year Reanalysis Project. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 77, 437–472. [https://doi.org/10.1175/1520-0477\(1996\)077<0437:TNYRP>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0477(1996)077<0437:TNYRP>2.0.CO;2)
- Kling, H., Fuchs, M., Paulin, M., 2012. Runoff conditions in the upper Danube basin under an ensemble of climate change scenarios. *J. Hydrol.* 424–425, 264–277. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2012.01.011>

- Kull, C., Grosjean, M., 2000. Late pleistocene climate conditions in the north Chilean Andes drawn from a climate-glacier model. *J. Glaciol.* 46, 622–632. <https://doi.org/10.3189/172756500781832611>
- Liang, X., Lettenmaier, D.P., Wood, E.F., Burges, S.J., 1994. A simple hydrologically based model of land surface water and energy fluxes for general circulation models. *J. Geophys. Res.* 99, 14415. <https://doi.org/10.1029/94JD00483>
- Liu, W., Wang, L., Zhou, J., Li, Y., Sun, F., Fu, G., Li, X. and Sang, Y.F., 2016. A worldwide evaluation of basin-scale evapotranspiration estimates against the water balance method. *Journal of Hydrology*, 538, pp.82-95.
- Maraun, D., 2013. Bias correction, quantile mapping, and downscaling: Revisiting the inflation issue. *J. Clim.* 26, 2137–2143. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-12-00821.1>
- Maurer, E.P., Hidalgo, H.G., 2008. Utility of daily vs. monthly large-scale climate data: An intercomparison of two statistical downscaling methods. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 12, 551–563. <https://doi.org/10.5194/hess-12-551-2008>
- Minetti, J.L., Vargas, W.M., Poblete, A.G., Acuna, L.R., Casagrande, G., 2003. Non-linear trends and low frequency oscillations in annual precipitation over Argentina and Chile, 1931-1999. *Atmosfera* 16, 119–135.
- Mu, Q., Zhao, M., Running, S.W., 2005. Brief Introduction to MODIS Evapotranspiration Data Set (MOD16). *Water Resour. Res.* 1–4.
- Nash, J.E., Sutcliffe, J. V., 1970. River flow forecasting through conceptual models part I : A discussion of principles. *J. Hydrol.* 10, 282–290. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(70\)90255-6](https://doi.org/10.1016/0022-1694(70)90255-6)
- Oudin, L., Andréassian, V., Perrin, C., Michel, C., Le Moine, N., 2008. Spatial proximity, physical similarity, regression and ungauged catchments: A comparison of regionalization approaches based on 913 French catchments. *Water Resour. Res.* 44, 1–15. <https://doi.org/10.1029/2007WR006240>
- Parajka, J., Salinas, J.L., Laaha, G., Rogger, M., Viglione, A., Sivapalan, M., Blöschl, G., 2013. Comparative assessment of predictions in ungauged basins-Part 2: Flood and low flow studies. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 17, 2637–2652. <https://doi.org/10.5194/hess-17-2637-2013>
- Pellicciotti, F.; Burlando, P.; Van Vliet K. (2007). Recent trends in precipitation and streamflow in the Aconcagua River basin, central Chile. *Glacier mass balance changes and meltwater discharge*, (318), 17.
- Peña, H., Nazarala, N., 1987. Snowmelt runoff simulation model of a central Chile Andean basin with relevant orographic effects, large scale effects of seasonal snow cover. *Int. Assoc. Hydrol. Sci.* 166, 161–172.
- Purich, A., Cowan, T., Min, S.K., Cai, W., 2013. Autumn precipitation trends over southern hemisphere midlatitudes as simulated by CMIP5 models. *J. Clim.* 26, 8341–8356. <https://doi.org/10.1175/JCLI->

D-13-00007.1

- Quintana, J.M., Aceituno, P., 2012. Changes in the rainfall regime along the extratropical West coast of South America (Chile): 30-43°S. *Atmosfera* 25, 1–22.
- Ramirez, J., Jarvis, A., 2010. Downscaling global circulation model outputs: the delta method. *Decis. policy Anal. Work. Pap.* 1, 1–18.
- RGI Consortium, 2017. Randolph Glacier Inventory – A Dataset of Global Glacier Outlines: Version 6.0. Colorado, USA. <https://doi.org/10.7265/N5-RGI-60>
- Rienecker, M.M., Suarez, M.J., Gelaro, R., Todling, R., Bacmeister, J., Liu, E., Bosilovich, M.G., Schubert, S.D., Takacs, L., Kim, G.K., Bloom, S., Chen, J., Collins, D., Conaty, A., Da Silva, A., Gu, W., Joiner, J., Koster, R.D., Lucchesi, R., Molod, A., Owens, T., Pawson, S., Pegion, P., Redder, C.R., Reichle, R., Robertson, F.R., Ruddick, A.G., Sienkiewicz, M., Woollen, J., 2011. MERRA: NASA’s modern-era retrospective analysis for research and applications. *J. Clim.* 24, 3624–3648. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-11-00015.1>
- Rodell, M., Famiglietti, J.S., Chen, J., Seneviratne, S.I., Viterbo, P., Holl, S. and Wilson, C.R., 2004. Basin scale estimates of evapotranspiration using GRACE and other observations. *Geophysical Research Letters*, 31(20).
- Rohde, R., Muller, R., Jacobsen, R., Perlmutter, S., Mosher, S., 2013. Berkeley Earth Temperature Averaging Process. *Geoinformatics Geostatistics An Overv.* 01. <https://doi.org/10.4172/2327-4581.1000103>
- Rorabaugh, M.I., 1964. Estimating changes in bank storage and ground-water contribution to streamflow. *Int. Assoc. Hydrol. Sci.* 63, 432–441.
- Saha, S., Moorthi, S., Pan, H.L., Wu, X., Wang, J., Nadiga, S., Tripp, P., Kistler, R., Woollen, J., Behringer, D., Liu, H., Stokes, D., Grumbine, R., Gayno, G., Wang, J., Hou, Y.T., Chuang, H.Y., Juang, H.M.H., Sela, J., Iredell, M., Treadon, R., Kleist, D., Van Delst, P., Keyser, D., Derber, J., Ek, M., Meng, J., Wei, H., Yang, R., Lord, S., Van Den Dool, H., Kumar, A., Wang, W., Long, C., Chelliah, M., Xue, Y., Huang, B., Schemm, J.K., Ebisuzaki, W., Lin, R., Xie, P., Chen, M., Zhou, S., Higgins, W., Zou, C.Z., Liu, Q., Chen, Y., Han, Y., Cucurull, L., Reynolds, R.W., Rutledge, G., Goldberg, M., 2010. The NCEP Climate Forecast System Reanalysis. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 91, 1015–1057. <https://doi.org/10.1175/2010bams3001.1>
- Schaeffli, B., Hingray, B., Niggli, M., Musy, A., 2005. A conceptual glacio-hydrological model for high mountainous catchments. *Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss.* 2, 73–117. <https://doi.org/10.5194/hessd-2-73-2005>
- Schmidli, J., Frei, C., Vidale, P.L., 2006. Downscaling from GCM precipitation: A benchmark for dynamical and statistical downscaling methods. *Int. J. Climatol.* 26, 679–689. <https://doi.org/10.1002/joc.1287>

- Schulz, N., Boisier, J.P., Aceituno, P., 2012. Climate change along the arid coast of northern Chile. *Int. J. Climatol.* 32, 1803–1814. <https://doi.org/10.1002/joc.2395>
- Shuttleworth, W. J. (1993). *Handbook of hydrology*. Civil Engineering.
- Strahler, A.N., 1957. *Quantitative Analysis of Watershed Geomorphology*. Am. Geophys. Union 38.
- Suarez, W., Chevallier, P., Pouyaud, B., Lopez, P., 2008. Modelling the water balance in the glacierized Parón Lake basin (White Cordillera, Peru). *Hydrol. Sci. J.* 53, 266–277. <https://doi.org/10.1623/hysj.53.1.266>
- Tachikawa, T., Hato, M., Kaku, M., Iwasaki, A., 2011. Characteristics of ASTER GDEM version 2, en: *International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS)*. pp. 3657–3660. <https://doi.org/10.1109/IGARSS.2011.6050017>
- Tryhorn, L., Degaetano, A., 2011. A comparison of techniques for downscaling extreme precipitation over the Northeastern United States. *Int. J. Climatol.* 31, 1975–1989. <https://doi.org/10.1002/joc.2208>
- Vanrheenen, N.T., Wood, A.W., Palmer, R.N., Lettenmaier, D.P., 2004. Potential implications of PCM climate change scenarios for Sacramento-San Joaquin River Basin hydrology and water resources. *Clim. Change* 62, 257–281. <https://doi.org/10.1023/B:CLIM.0000013686.97342.55>
- Vera, C.S., Díaz, L., 2015. Anthropogenic influence on summer precipitation trends over South America in CMIP5 models. *Int. J. Climatol.* 35, 3172–3177. <https://doi.org/10.1002/joc.4153>
- Vicuña, S., Garreaud, R.D., McPhee, J., 2011. Climate change impacts on the hydrology of a snowmelt driven basin in semiarid Chile. *Clim. Change* 105, 469–488. <https://doi.org/10.1007/s10584-010-9888-4>
- Vuille, M., Franquist, E., Garreaud, R., Lavado Casimiro, W.S., Cáceres, B., 2015. Impact of the global warming hiatus on Andean temperature. *J. Geophys. Res.* 120, 3745–3757. <https://doi.org/10.1002/2015JD023126>
- Wilby, R.L., Wigley, T.M.L., Conway, D., Jones, P.D., Hewitson, B.C., Main, J., Wilks, D.S., 1998. Statistical downscaling of general circulation model output: A comparison of methods. *Water Resour. Res.* 34, 2995–3008. <https://doi.org/10.1029/98WR02577>
- Yilmaz, K.K., Gupta, H. V, Wagener, T., 2008. A process-based diagnostic approach to model evaluation: Application to the NWS distributed hydrologic model. *Water Resour. Res.* 44, 1–18. <https://doi.org/10.1029/2007WR006716>
- Yin, X., Zhang, J., Wang, X., 2004. Sequential injection analysis system for the determination of arsenic by hydride generation atomic absorption spectrometry. *Fenxi Huaxue* 32, 1365–1367. <https://doi.org/10.1017/CBO9781107415324.004>

Zhao, Y., Feng, D., Yu, L., Wang, X., Chen, Y., Bai, Y., Hernández, H.J., Galleguillos, M., Estades, C., Biging, G.S., Radke, J.D., Gong, P., 2016. Detailed dynamic land cover mapping of Chile: Accuracy improvement by integrating multi-temporal data. *Remote Sens. Environ.* 183, 170–185. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2016.05.016>

Zorita, E., von Storch, H., 1999. The Analog Method as a Simple Statistical Downscaling Technique: Comparison with More Complicated Methods. *J. Clim.* 12, 2472–2489. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1999\)012<2474:TAMAAS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1999)012<2474:TAMAAS>2.0.CO;2)

8 ANEXOS