



GOBIERNO DE CHILE
MINISTERIO DE OBRAS PÚBLICAS
DIRECCIÓN GENERAL DE AGUAS

INVESTIGACIÓN DE LOS APORTES NIVOGLACIARES EN ALGUNAS CUENCAS DE LOS RÍOS ACONCAGUA, MAIPO Y RAPEL; Y ESTIMACIÓN DE LOS EFECTOS DEL CAMBIO CLIMÁTICO

REALIZADO POR:
UNIVERSIDAD DE CHILE,
DEPARTAMENTO DE INGENIERÍA CIVIL
DIVISIÓN DE RECURSOS HÍDRICOS Y MEDIO AMBIENTE

S.I.T. N° 266

SANTIAGO, DICIEMBRE 2011

MINISTERIO DE OBRAS PÚBLICAS

Ministro de Obras Públicas
Ingeniero Civil Sr. Laurence Golborne R.

Director General de Aguas
Abogado Sr. Matías Desmadryl L.

Jefe Unidad de Glaciología y Nieves
Dr. Gonzalo Barcaza S.

Inspector Fiscal (s)
Geóloga Srta. M^a Belén Varela M.

UNIVERSIDAD DE CHILE:

Jefa de Proyecto
Ingeniera Civil Sra. Ximena Vargas M.

Colaboradores:
Dr. James McPhee T.
Ingeniero Civil Sr. Álvaro Ayala R.
Ingeniero Civil Sr. Braulio Salgado F.
Ingeniero Civil Sr. Mauricio Quezada P.
Ingeniero Civil (e) Sr. Miguel Lagos Z.

RESUMEN

Diversos centros de población, actividades económicas y ecosistemas de la zona central del país dependen fuertemente de los recursos hídricos depositados y almacenados en la Cordillera de Los Andes. Ante esto, el estudio de las condiciones hidrológicas en que se acumulan y agotan estos recursos se hace relevante. Sin embargo, las duras condiciones meteorológicas en altura, sumadas al difícil acceso al interior de la Cordillera, han llevado tanto a registros hidro-meteorológicos escasos como a un conocimiento insuficiente sobre sus procesos hidrológicos. En el presente trabajo, se estudian distintos aspectos de la hidrología de montaña de las cuencas altas de los ríos Aconcagua, Maipo y Rapel. Para esto, se plantearon 3 ejes generales de trabajo que cubren tanto aplicaciones operacionales como de investigación científica.

En el primer eje, se evalúa la red de monitoreo de montaña actualmente instalada y se establecen las zonas con un monitoreo deficiente. Posteriormente, basándose principalmente en el estándar SNOTEL, se propone una nueva red que cubre las cuencas sub-monitoreadas y satisface los criterios y estándares propuestos.

En segundo lugar, se realizó una modelación hidrológica mediante el modelo de base física WEAP. Como una aplicación de esta modelación se elaboró una metodología de pronóstico de caudales de deshielo basada en la estimación estadística de gradientes de precipitación anuales en zonas sin información. Paralelamente, se incluyó al modelo FTXZ, de base estadística. Los resultados muestran que tanto WEAP como FTXZ pueden pronosticar los caudales de deshielo con una seguridad similar a la del pronóstico actualmente realizado por la DGA. Posteriormente, usando la información proveniente de 12 modelos de circulación general de la atmósfera, se estimaron los efectos del cambio climático sobre el almacenamiento nival y la escorrentía superficial de las cuencas. Estas proyecciones - descenso en la precipitación y aumento en la temperatura - muestran que a finales del siglo XXI los caudales anuales y el almacenamiento nival máximo se verían disminuidos ampliamente al mismo tiempo que se registraría un adelantamiento del peak de deshielo.

Finalmente, en el tercer eje, se estimaron las variables topográficas relevantes en la distribución espacial de nieve en tres cuencas experimentales, las cuales representan diversas condiciones de altitud, latitud, orientación y porcentaje de área glaciar en la zona de estudio. Se realizaron más de 20 campañas de terrenos entre Sep-2010 y Nov-2011, donde se registraron principalmente valores de densidad y profundidad de nieve. Los resultados fueron separados según temporadas de acumulación (Abr. a Ago.) y derretimiento (Sep. a Mar.). Así, se concluyó que el gradiente altitudinal de precipitación y la caída preferente de ésta, debido a la acción del viento, son las variables más importantes en el periodo de acumulación. Por otro lado, el gradiente altitudinal de temperatura y la radiación de onda corta son las más importantes en el periodo de derretimiento. En esta parte se incluye también una estimación del factor grado-día, que puede ser usado para posteriores modelos hidrológicos.

Tabla de Contenidos

1.	Introducción General	1
1.1	Introducción General	1
1.2	Objetivos del Estudio.....	3
1.3	Estructura del Estudio	4
2.	Zona en Estudio	5
2.1	Descripción General	5
2.2	Cuencas Seleccionadas	9
2.2.1	Criterios de Selección.....	9
2.2.2	Cuencas Seleccionadas	9
3.	Diseño de Red Monitoreo Meteorológico	30
3.1	Red de Monitoreo Actual.....	30
3.2	Red de Monitoreo Propuesta.....	39
3.2.1	Criterios de Diseño	39
4.	Distribución espacial de variables meteorológicas para la modelación hidrológica	48
4.1	Precipitación	48
4.2	Temperatura	54
5.	Modelación Hidrológica.....	55
5.1	Modelo WEAP.....	55
5.2	Modelo FTXZ	68
6.	Aplicaciones de la Modelación Hidrológica	74
6.1	Pronóstico de Caudales de Deshielo	74
6.2	Proyecciones de Variables Hidrológicas a Largo Plazo	92
7.	Distribución Espacial del Equivalente en Agua	120
7.1	Introducción	120
7.2	Información disponible	121
7.3	Campañas y metodología de monitoreo en terreno	124
7.4	Metodología de modelación.....	127

7.5	Resultados	129
8.	Conclusiones y Comentarios Finales.....	146
8.1	Diseño de Red de Monitoreo	146
8.2	Pronóstico de Caudales de Deshielo	147
8.3	Proyección Futura de Variables Hidrológicas	148
8.4	Distribución espacial del EA	148
8.5	Comentarios Finales	150
9.	Bibliografía.....	151
10.	ANEXO A	156
10.1	Características generales	157
10.2	Construcción del modelo.....	161
10.3	Resultados	167
11.	ANEXO B	169

Índice de Figuras

Figura 1-1: Esquema general del Estudio.....	4
Figura 2-1: Ubicación de la zona de estudio en Chile central.....	6
Figura 2-2: Vista en corte de la elevación de Chile central.....	7
Figura 2-3: Variación estacional de variables meteorológicas en la Cordillera de Los Andes ...	8
Figura 2-4: Cuencas seleccionadas.....	11
Figura 2-5: Curvas hipsométricas de cuencas piloto.....	13
Figura 2-6: Distribución de orientaciones en cuencas piloto como función de la elevación	14
Figura 2-7: Cuenca del estero Ojos de Agua.....	15
Figura 2-8: Cuenca del estero Morales.....	16
Figura 2-9: Cuenca del estero Olla Blanca.....	17
Figura 2-10: Imágenes de la cuenca del estero Ojos de Agua.....	18
Figura 2-11: Imágenes de la cuenca del estero Morales.....	19
Figura 2-12: Imágenes de la cuenca del estero Olla Blanca.....	20
Figura 2-13: Cuenca del río Aconcagua en Chacabuquito.....	21
Figura 2-14: Cuenca del río Mapocho en Los Almendros	22
Figura 2-15: Cuenca del río Maipo en El Manzano y Volcán en Queltehues.....	23
Figura 2-16: Cuenca del río Cachapoal 5 km bajo junta Cortaderal	24
Figura 2-17: Cuenca del río Tinguiririca en bajo Los Briones.....	25
Figura 2-18: Curvas hipsométricas cuencas principales.....	26
Figura 2-19: Regímenes hidrológicos de cuencas seleccionadas	28
Figura 2-20: Productividad en periodo de deshielo como función del área glaciar	29
Figura 3-1: Red de monitoreo actual. Cuenca de Aconcagua en Chacabuquito	36
Figura 3-2: Red de monitoreo actual. Cuenca de Maipo en el Manzano	37
Figura 3-3: Red de monitoreo actual. Cuencas afluentes al río Rapel	38
Figura 3-4: Red de monitoreo propuesta. Cuenca del río Aconcagua.....	45
Figura 3-5: Red de monitoreo propuesta. Cuenca de los ríos Mapocho y Maipo	46
Figura 3-6: Red de monitoreo propuesta. Cuenca de los ríos Cachapoal y Tinguiririca.....	47

Figura 4-1: Serie de tiempo de gradientes inferiores y superiores	51
Figura 4-2: Serie de tiempo de precipitación en sectores superiores e inferiores	52
Figura 5-1: Esquema del modelo hidrológico integrado en software WEAP	56
Figura 5-2: Bandas de elevación de las cuencas principales. Elevación [msnm].....	60
Figura 5-3: Resultados del proceso de calibración y validación. Aconcagua en Chacabucuito	62
Figura 5-4: Resultados del proceso de calibración. Mapocho en Los Almendros	63
Figura 5-5: Resultados del proceso de calibración y validación. Maipo en El Manzano.....	64
Figura 5-6: Resultados del proceso de calibración y validación. Volcán en Queltehues	65
Figura 5-7: Resultados del proceso de calibración. Cachapoal 5 km bajo junta Cortaderal	66
Figura 5-8: Resultados del proceso de calibración. Tinguiririca en bajo Los Briones.....	67
Figura 5-9: Series de calibración del modelo FTXZ	71
Figura 5-10: Series de validación del modelo FTXZ	72
Figura 5-11: Correlación directa entre caudales observados y simulados para cada sistema. Panel izquierdo, calibración. Panel derecho, validación.	73
Figura 6-1: Correlación entre gradiente superior anual observado y simulado.....	75
Figura 6-2: Pronóstico de caudales de deshielo para la temporada 2010-2011. Aconcagua en Chacabucuito	78
Figura 6-3: Pronóstico de caudales de deshielo para la temporada 2010-2011. Maipo en El Manzano	79
Figura 6-4: Pronóstico de caudales de deshielo para la temporada 2010-2011. Tinguiririca en bajo Los Briones.....	80
Figura 6-5: Pronóstico FTXZ de caudales de deshielo para la temporada 2010-2011. Aconcagua en Chacabucuito	82
Figura 6-6: Pronóstico FTXZ de caudales de deshielo para la temporada 2010-2011. Maipo en El Manzano.....	83
Figura 6-7: Pronóstico FTXZ de caudales de deshielo para la temporada 2010-2011. Tinguiririca en bajo Los Briones	84
Figura 6-8: Resumen de pronósticos estacionales. Cuenca de Aconcagua en Chacabucuito ...	86
Figura 6-9: Resumen de pronósticos estacionales. Cuenca de Maipo en El Manzano	87

Figura 6-10: Resumen de pronósticos estacionales. Cuenca de Tinguiririca en bajo Los Briones.....	88
Figura 6-11: Comparación de pronósticos. Aconcagua en Chacabucuito.....	89
Figura 6-12: Comparación de pronósticos. Maipo en El Manzano.....	90
Figura 6-13: Comparación de pronósticos. Tinguiririca en bajo Los Briones	91
Figura 6-14: Esquema general de un AOGCM (Atmosphere-Ocean GCM)	92
Figura 6-15: Correlaciones de precipitación observada y ECHAM5. Estación Vilcuya	97
Figura 6-16: Correlaciones de precipitación observada y ECHAM5. Estación El Yeso	98
Figura 6-17: Correlaciones de precipitación observada y ECHAM5. Estación La Rufina.....	99
Figura 6-18: Correlaciones de temperatura observada y HadCM3. Estación Vilcuya.....	100
Figura 6-19: Correlaciones de temperatura observada y HadCM3. Estación El Yeso.....	101
Figura 6-20: Correlaciones de temperatura observada y HadCM3. Estación Rengo	102
Figura 6-21: Temperatura GCMs en Línea Base	104
Figura 6-22: Precipitación GCMs en Línea Base.....	105
Figura 6-23: Caudal GCMs en Línea Base.....	106
Figura 6-24: Proyecciones por periodo	110
Figura 6-25: Series de tiempo de las proyecciones a nivel anual. Aconcagua en Chacabucuito	111
Figura 6-26: Proyecciones de Temperatura.....	112
Figura 6-27: Proyecciones de Precipitación	113
Figura 6-28: Proyecciones de Caudal.....	114
Figura 6-29: Proyecciones del almacenamiento nival.....	117
Figura 7-1: Esquema para el cálculo del MUS.....	122
Figura 7-2: Distribución espacial del parámetro MUS.....	122
Figura 7-3: Distribución espacial de parámetros topográficos.....	123
Figura 7-4: Equipo y esquema de toma de datos en terreno.....	126
Figura 7-5: Mediciones de terreno	126
Figura 7-6: Cuadro resumen de la metodología de modelación distribuida del EA.....	127

Figura 7-7: Profundidades de nieve medidas en máxima acumulación. Cuenca de Ojos de Agua	131
Figura 7-8: Profundidades de nieve medidas en máxima acumulación. Cuenca de Morales .	132
Figura 7-9: Profundidades de nieve medidas en máxima acumulación. Cuenca de Olla Blanca	133
Figura 7-10: Relaciones entre profundidad de nieve medida y variables topográficas.....	134
Figura 7-11: Distribución espacial del EA en máxima acumulación. Cuenca de Ojos de Agua	136
Figura 7-12: Distribución espacial del EA en máxima acumulación. Cuenca de Morales	137
Figura 7-13: Distribución espacial del EA en máxima acumulación. Cuenca de Olla Blanca	138
Figura 7-14: Isoyetas en la zona de estudio según Balance hídrico de Chile.....	139
Figura 7-15: Puntos monitoreados durante el periodo de deshielo. Año 2011.....	141
Figura 7-16: Densidad de la nieve en función del tiempo	142
Figura 7-17: Calibración del factor grado-día	142
Figura 7-18: Evolución del EA en función del tiempo.....	143
Figura 7-19: Cobertura nival según imágenes MOD10A.....	144
Figura 7-20: Caudal registrado en la salida del estero Ojos de Agua	145
Figura 10-1: Esquema hidrológico del modelo VIC	158
Figura 10-2: Esquema de modelación del proceso de acumulación-derretimiento de nieve ..	160
Figura 10-3: Modelo de elevación digital de la zona	162
Figura 10-4: Mapa de tipos de suelo de la zona central	163
Figura 10-5: Temperatura del aire en celda estación Portillo.....	165
Figura 10-6: Temperatura del aire en celda estación El Yeso.....	166
Figura 10-7: Temperatura del aire en celda estación Termas del Flaco.....	166
Figura 10-8: Resultados preliminares de caudal a nivel diario. Modelo VIC	168
Figura 10-9: Resultados preliminares de caudal a nivel mensual. Modelo VIC	168
Figura 11-1: Distribución de puntos Campaña C1	170
Figura 11-2: Distribución de puntos Campaña C2	170
Figura 11-3: Distribución de puntos Campaña C3	171

Figura 11-4: Distribución de puntos Campaña C4	171
Figura 11-5: Distribución de puntos Campaña C5	172
Figura 11-6: Distribución de puntos Campaña C6	172
Figura 11-7: Distribución de puntos Campaña C7	173
Figura 11-8: Distribución de puntos Campaña C17	173
Figura 11-9: Distribución de puntos Campaña C18	174
Figura 11-10: Distribución de puntos Campaña C19	174
Figura 11-11: Distribución de puntos Campaña C20	175
Figura 11-12: Distribución de puntos Campaña C21	175
Figura 11-13: Distribución de puntos Campaña C22	176
Figura 11-14: Distribución de puntos Campaña C23	176
Figura 11-15: Distribución de puntos Campaña C24	177
Figura 11-16: Distribución de puntos Campaña C25	177
Figura 11-17 : Evolución del EA en el tiempo, campañas del año 2010.	178

Índice de Tablas

Tabla 2-1: Cuencas seleccionadas y sus principales características	10
Tabla 3-1: Longitud de la estadística de EA y temperatura de estación Termas del Flaco	31
Tabla 3-2: Simbología de columnas de Tabla 3-3 a Tabla 3-8.....	32
Tabla 3-3: Red de monitoreo actual. Cuenca del río Aconcagua	33
Tabla 3-4: Red de monitoreo actual. Cuencas de los ríos Maipo y Mapocho	34
Tabla 3-5: Red de monitoreo actual. Cuencas de los ríos Cachapoal y Tinguiririca	35
Tabla 3-6 : Red de monitoreo propuesta. Cuenca del río Aconcagua	42
Tabla 3-7: Red de monitoreo propuesta. Cuenca de los ríos Mapocho y Maipo	43
Tabla 3-8 : Red de monitoreo propuesta. Cuenca de los ríos Cachapoal y Tinguiririca	44
Tabla 4-1: Gradientes de precipitación anuales [mm/1.000m].....	53
Tabla 4-2: Gradientes mensuales promedio de temperatura [°C/100m]	54
Tabla 5-1: Clasificación general de parámetros y variables del modelo WEAP.....	57
Tabla 5-2: Información meteorológica usada en la calibración de modelos hidrológicos	59
Tabla 5-3: Bandas de elevación de las cuencas modeladas [msnm]	61
Tabla 5-4: Indicadores de eficiencia de calibración y validación. Aconcagua en Chacabquito	62
Tabla 5-5: Indicadores de eficiencia de calibración. Mapocho en Los Almendros	63
Tabla 5-6: Indicadores de eficiencia de calibración y validación. Maipo en El Manzano	64
Tabla 5-7: Indicadores de eficiencia de calibración y validación. Volcán en Queltehues	65
Tabla 5-8: Indicadores de eficiencia de calibración. Cachapoal 5 km bajo junta Cortaderal ...	66
Tabla 5-9: Indicadores de eficiencia de calibración. Tinguiririca en bajo Los Briones	67
Tabla 5-10: Resumen de resultados FTXZ. Periodos de calibración y validación.....	70
Tabla 6-1: Información hidro-meteorológica utilizada para pronósticos de caudales de deshielo	76
Tabla 6-2: Parámetros calibrados para relaciones entre el gradiente superior y la información del periodo de acumulación.....	76
Tabla 6-3: Estadísticas de los errores en pronóstico. Periodo 2000-2011. Aconcagua en Chacabquito	89

Tabla 6-4: Estadísticas de los errores en pronóstico. Periodo 2000-2011. Maipo en El Manzano	90
Tabla 6-5: Estadísticas de los errores en pronóstico. Periodo 2000-2011. Tinguiririca en bajo Los Briones.....	91
Tabla 6-6: Características de los escenarios SRES	93
Tabla 6-7: GCMs seleccionados.....	94
Tabla 6-8: Estaciones hidro-meteorológicas usadas en el escalamiento y líneas base respectivas	96
Tabla 6-9: Resumen de proyecciones hidro-meteorológicas. Temperatura media anual.....	108
Tabla 6-10: Resumen de proyecciones hidro-meteorológicas. Precipitación total anual.....	108
Tabla 6-11: Resumen de proyecciones hidro-meteorológicas. Caudal medio anual.....	108
Tabla 6-12: Resumen de proyecciones hidro-meteorológicas. Almacenamiento nival medio anual	109
Tabla 6-13: Resumen de proyecciones hidro-meteorológicas. Años inferiores al caudal medio mensual de seguridad 85%	109
Tabla 7-1: Resumen de campañas de terreno	125
Tabla 7-2: Resumen estadístico de profundidad y densidad medidas en campañas de máxima acumulación.....	130
Tabla 7-3: Resumen estadístico del resultado de las interpolaciones.....	135
Tabla 7-4: Volumen de agua almacenado en forma de nieve durante terrenos de máxima acumulación.....	135
Tabla 7-5: Resumen de profundidades de nieve medidas	140
Tabla 7-6: Variación del EA almacenado durante la temporada de deshielo.....	144
Tabla 10-1 : Información de entrada al modelo VIC.....	161
Tabla 10-2: Característica de los Productos MOD11A1 (satélite Terra) y MYD11A1 (Satélite Aqua)	164

1. INTRODUCCIÓN GENERAL

1.1 Introducción General

La Cordillera de Los Andes es el mayor reservorio de recursos hídricos en Chile. En su interior, año a año, se registran grandes montos de precipitación en estado sólido y, debido a su accidentada topografía y condiciones meteorológicas extremas, se definen importantes volúmenes de almacenamiento en forma de cobertura nival o glaciares. El alza de temperaturas en la época estival provoca el derretimiento de estos volúmenes y la consecuente liberación de recursos hídricos durante la temporada septiembre-marzo. Así, se produce una regulación natural de los recursos que, en capacidad de almacenamiento, supera por amplio margen a la regulación artificial por medio de embalses. A modo de ejemplo, si se compara la capacidad actual total de embalse de las regiones de Valparaíso, Metropolitana y de O'Higgins se obtiene un volumen aproximado de 1.285 Hm^3 (Dirección General de Aguas, 2011), mientras que sólo en la estación fluviométrica de Maipo en El Manzano, durante la temporada septiembre-marzo, se registran caudales equivalentes a un volumen de escorrentía superior a los 2.600 Hm^3 como promedio anual (Dirección General de Aguas, 2010). La dependencia de los recursos hídricos almacenados en la cordillera por parte de los centros de población, las actividades económicas y los ecosistemas de la zona central de Chile, hace relevante el estudio de las condiciones en las que se acumulan y agotan estos recursos.

En Chile, se estima que la mayor parte de la escorrentía superficial de los cauces de cordillera está formada por el aporte nival (Masiokas, Villalba, Luckman, Le Quesne, & Aravena, 2006). Sin embargo, se cree que en años secos el aporte glaciar puede llegar a representar alrededor del 70% de los caudales totales (Peña & Nazarala, 1987). Ahora, como la formación del manto nival en la Cordillera de los Andes está dada, en general, por las condiciones meteorológicas en el Pacífico (Falvey & Garreaud, 2007) y en particular por la dinámica del fenómeno ENSO (Escobar & Aceituno, 1998), resulta importante una correcta comprensión de como la acumulación nival se relaciona con su entorno y específicamente con las condiciones meteorológicas registradas en la zona central. Respecto al fenómeno ENSO, en general se ha encontrado que los años donde se presenta El Niño están asociados a altas precipitaciones y acumulaciones nivales, mientras que los años con presencia de La Niña, son más secos. Sin embargo, en los años con La Niña, no existe una asociación tan marcada con la precipitación, registrándose distintas magnitudes a través de los años (Masiokas, Villalba, Luckman, Le Quesne, & Aravena, 2006; Escobar & Aceituno, 1998).

Por otro lado, las duras condiciones meteorológicas al interior de la Cordillera, sumado a su difícil acceso han provocado una baja densidad de estaciones hidro-meteorológicas en altura. Este insuficiente monitoreo hidro-meteorológico, ha sido señalado como una de las más

grandes dificultades para entender los procesos físicos en su interior (Falvey & Garreaud, 2007; Peña & Nazarala, 1987) y ha terminado por generar deficiencias en el conocimiento de las condiciones físicas, específicas de la Cordillera de Los Andes, en que se produce el fenómeno de acumulación y derretimiento de nieve. Por esto, el mejoramiento de la red actual de monitoreo en altura se vuelve una condición necesaria para una mejor comprensión de este tipo de fenómenos.

Dentro de los procesos físicos más relevantes al interior de cordillera, la distribución espacial de la precipitación, suele ser una de las variables más importantes en la modelación hidrológica. El actual desconocimiento detallado de esta distribución provoca que se encuentren ciertas inconsistencias al momento de realizar balances hídricos (Favier, Falvey, Rabatel, Prederio, & López, 2009) y, en general, hace necesario realizar algunos supuestos como la búsqueda de relaciones lineales o logarítmicas de la precipitación con la altura (Vicuña, Garreaud, & McPhee, 2010), que simplifican el fenómeno omitiendo algunos otros efectos más complejos o locales. En ese sentido, se han realizado estudios que muestran otros efectos importantes, en especial orográficos. Entre estos están los efectos de barrera que generan concentraciones de precipitación en las laderas que enfrentan directamente a los frentes de precipitación (Viale & Nuñez, 2011). Sin embargo, la inclusión de este tipo de fenómenos aún no es usual en los modelos hidrológicos de la cordillera.

El fenómeno de acumulación de nieve responde tanto a procesos que se desarrollan a grandes escalas, tales como los frentes de precipitación y fenómenos orográficos, como también a fenómenos a escalas locales, donde los efectos de la topografía se vuelven relevantes. Dentro de estos últimos se cuentan la velocidad y dirección del viento, efectos de sombra y pendientes y aspectos del terreno (Molotch, Colee, Bales, & Dozier, 2005). Por otro lado, el derretimiento de la nieve y el hielo suelen estar relacionados con la temperatura y la radiación solar. La zona de interés en el presente estudio posee un clima semi-árido y algunas experiencias en el glaciar Juncal muestran que la radiación de onda corta suele jugar un papel preponderante (Pellicciotti, et al., 2008), en contraste con otras partes del mundo donde sólo usando la temperatura es posible explicar la mayor parte del derretimiento (Hock, 2003).

Actualmente, no sólo el conocimiento de las actuales características del almacenamiento nival y glaciar aparece como una necesidad inmediata, sino también cómo este almacenamiento varía ante posibles modificaciones en las condiciones meteorológicas. Uno de los efectos esperados ante un aumento significativo de las temperaturas es el debilitamiento del manto nival y el adelantamiento de los caudales máximos de deshielo. En Chile, pese a que a la fecha no se han encontrado adelantamientos significativos en los máximos de deshielo, sí se ha probado que la temperatura está significativamente correlacionada con la estacionalidad de los caudales (Cortes, Vargas, & McPhee, 2011), por lo cual este fenómeno no se puede descartar hacia futuro. De hecho, en las zonas altas, las proyecciones de los Modelos de Circulación General (GCM) señalan un aumento de la temperatura superior al de las zonas bajas del país

(DGF, 2006)¹. Estos modelos de simulación climática son simulaciones numéricas a gran escala de la atmósfera y corresponden a las herramientas más usadas actualmente para estimar proyecciones de variables climáticas (Randall, et al., 2007) .

Conocidos estos antecedentes, en el presente estudio se propone generar líneas de investigación respecto a ciertos fenómenos específicos presentes en la hidrología de alta montaña en la cordillera central de Chile y como éstos varían al interior de esta zona geográfica, principalmente en función de su latitud, altitud y temporada. De especial atención es la propuesta de una red de monitoreo hidro-meteorológico que complemente y mejore la actual; un monitoreo en terreno del manto nival en cuencas seleccionadas que permita relacionar esta acumulación con los parámetros más mencionados en la literatura; y, por último, la aplicación de simulaciones hidrológicas para pronosticar caudales de deshielo y proyectar variables hidrológicas en escenarios de cambio climático.

1.2 Objetivos del Estudio

1.2.1 Objetivo General

Entender las componentes relevantes en el balance hídrico de cuencas hidrográficas de alta montaña de la zona central del país (altitud > 2.000 msnm), en busca de diferenciar dichas condiciones por latitud, altitud y temporada.

1.2.2 Objetivos Específicos

- Plantear una red de monitoreo hidro-meteorológico para las cuencas altas de los ríos Aconcagua, Maipo y Rapel.
- Estudiar los procesos hidrológicos relevantes mediante la construcción de modelos hidrológicos de base física y estadística para las cuencas altas de los ríos Aconcagua, Maipo y Rapel.
- Como una aplicación de la modelación hidrológica, estudiar la proyección de variables hidrológicas a mediano y largo plazo mediante el uso de los resultados de los modelos de circulación general de la atmósfera sugeridos por el International Panel On Climate Change (IPCC).
- Como una aplicación de la modelación hidrológica, proponer una nueva metodología de pronóstico de caudales de deshielo para las cuencas de Aconcagua en Chacabucito, Maipo en El Manzano y Tinguiririca en Bajo Los Briones.

¹ Departamento de Geofísica. Universidad de Chile.

- Estudiar la distribución espacial del equivalente en agua de nieve mediante el estudio experimental de tres cuencas piloto (de tamaño inferior a los 50 km²) de la zona en estudio.

1.3 Estructura del Estudio

En base a los objetivos propuestos, el presente estudio está estructurado en tres áreas principales: La identificación de zonas que poseen un monitoreo hidro-meteorológico deficiente y en base a ella diseñar una red de monitoreo para la zona central de Chile (comprendiendo las regiones de Valparaíso, Metropolitana y de O'Higgins) que complemente y mejore la actualmente instalada; una modelación hidrológica que pueda ser utilizada para comprender mejor el ciclo hidrológico de la cordillera central y pueda ser utilizada para fines de pronóstico y proyección de variables hidrológicas; y el estudio de la forma en que la nieve se acumula y se derrite en la zona central usando tres cuencas experimentales o piloto. La Figura 1-1 muestra el esquema general del trabajo realizado, incluyendo a los modelos hidrológicos usados, los cuales son detallados en el desarrollo del informe.

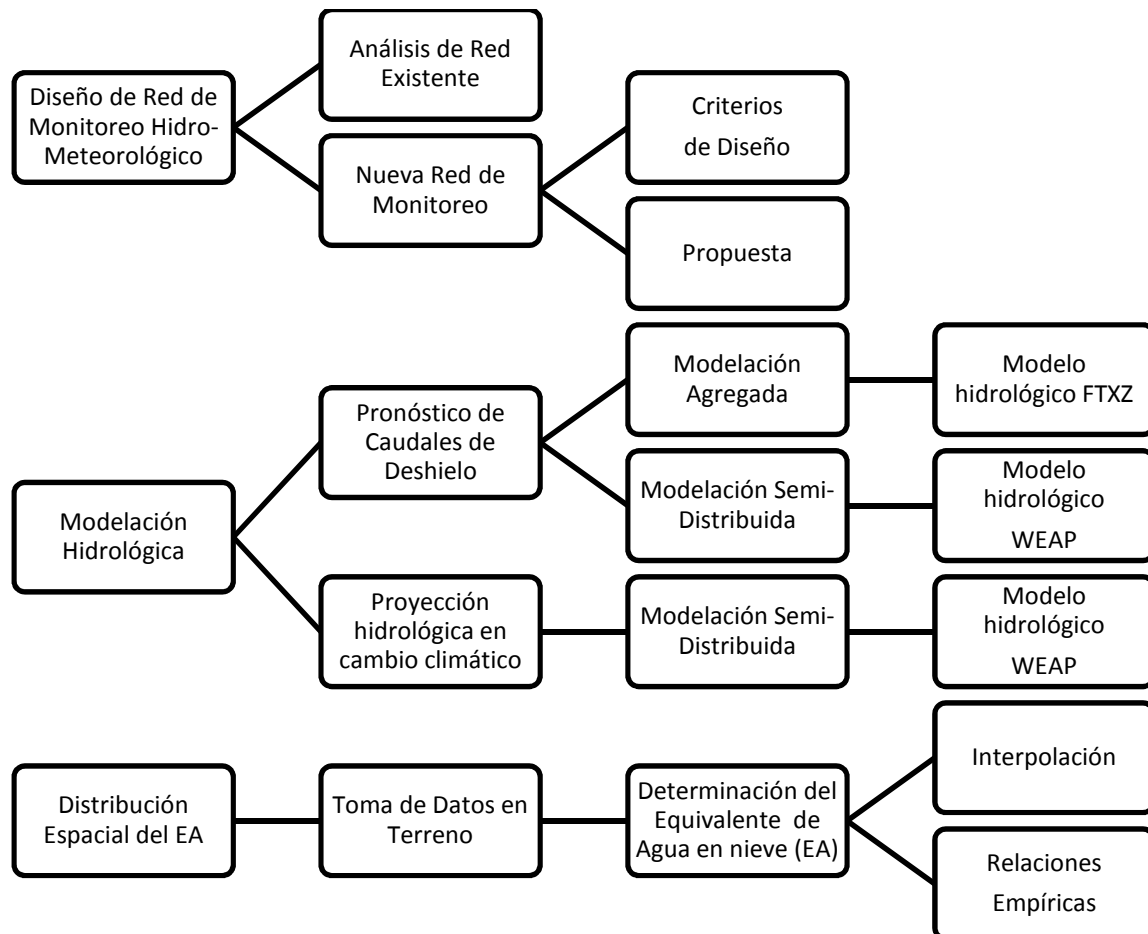


Figura 1-1: Esquema general del Estudio

2. ZONA EN ESTUDIO

2.1 Descripción General

La zona donde se desarrolla el presente estudio se encuentra ubicada entre los paralelos 32° y 35° (aprox.) y corresponde a la parte más alta de las cuencas de la zona central de Chile (Figura 2-1).

En la zona central, la Cordillera de Los Andes se presenta con grandes altitudes (superiores a 6.000 msnm) y un ancho considerable (100 km aprox.), lo que se ve acompañado de grandes acumulaciones de nieve y un gran número de glaciares de montaña. Sus mayores alturas se encuentran en las cuencas de los ríos Aconcagua y Maipo, mientras que, hacia el Sur, donde tienen su origen los ríos Cachapoal y Tinguiririca, la cordillera disminuye su altura (Figura 2-2).

Avanzando, desde la cordillera hacia el Oeste, nacen los cauces que dan origen a los ríos más importantes de la zona central. Éstos corresponden al Aconcagua, Maipo y Rapel. Entre los cauces afluentes a estos sistemas se puede nombrar, de Norte a Sur, a los ríos Colorado, Mapocho, Volcán, Cachapoal y Tinguiririca.

Según la Dirección Meteorológica de Chile (DMC), “en las zonas de altura baja y media (<2.000 msnm) existe un clima templado cálido con precipitaciones invernales y una estación seca prolongada. Una vez superados los 2.000 msnm, la estación seca suele acortarse siendo comunes las precipitaciones en los meses de otoño y primavera” (Dirección Meteorológica de Chile, 2011). Otros autores complementan esta descripción añadiendo características de climas semi-áridos (Miller, 1976) tales como una alta radiación, muy correlacionada con las temperaturas y la ausencia casi completa de precipitaciones en la estación seca (aprox. un 20% del total anual), con la excepción de tormentas de verano pertenecientes a fenómenos orográficos y una alta oscilación térmica tanto diaria como estacional.

Las principales variaciones entre las estaciones son explicadas de manera general por cambios en la latitud y elevación (Figura 2-3). Así, a partir de la región de O'Higgins (paralelo 34°S aprox.) la precipitación aumenta de manera bastante brusca (Dirección General de Aguas, 1987), tal como se aprecia en la estación La Rufina en relación a otras estaciones a elevaciones similares. Por otro lado, las temperaturas en la elevación de la estación El Yeso (2.475 msnm) son alrededor de 5 °C más baja que en Pirque (670 msnm), situada (aprox.) a la misma latitud y cuenca.

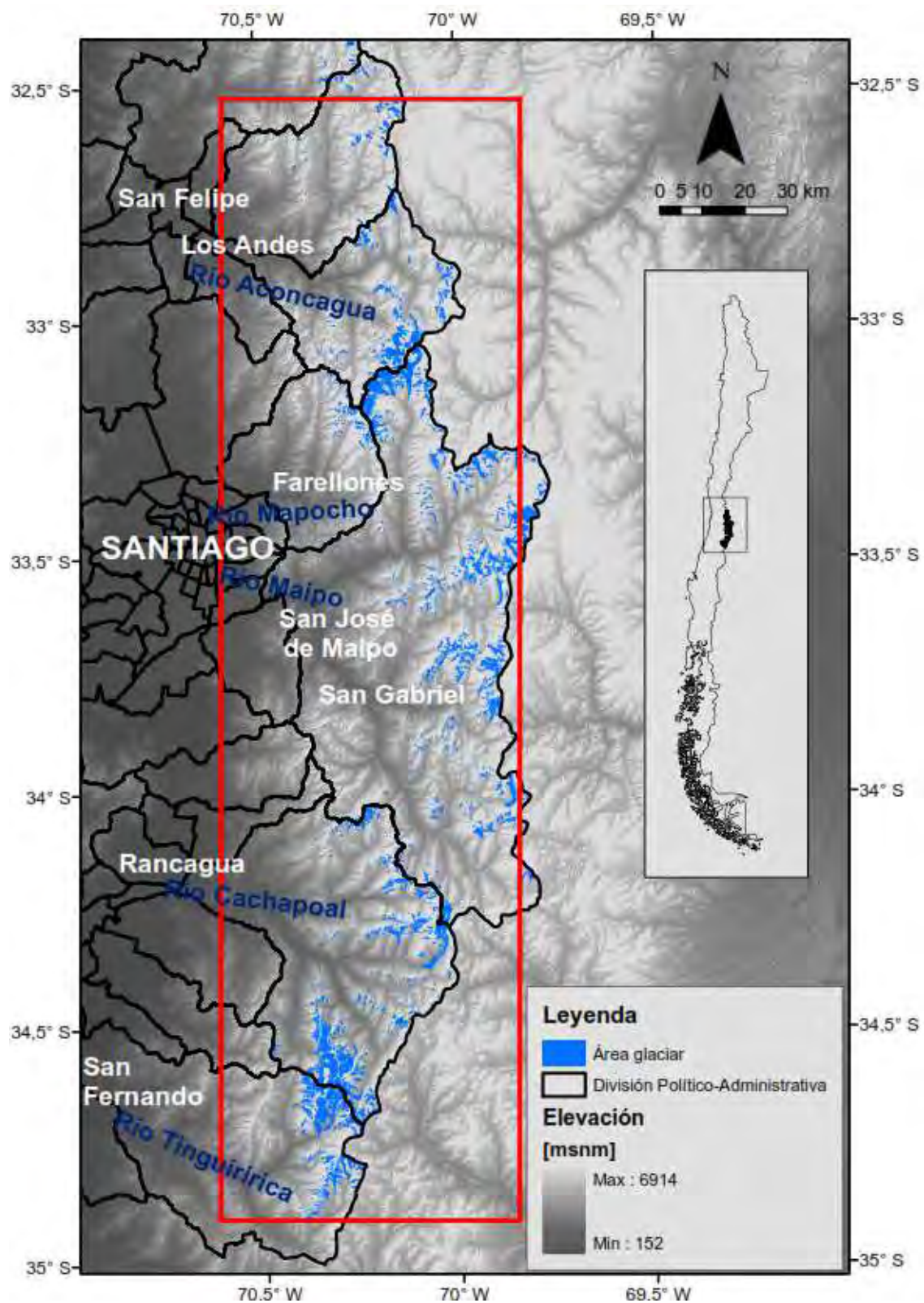


Figura 2-1: Ubicación de la zona de estudio en Chile central

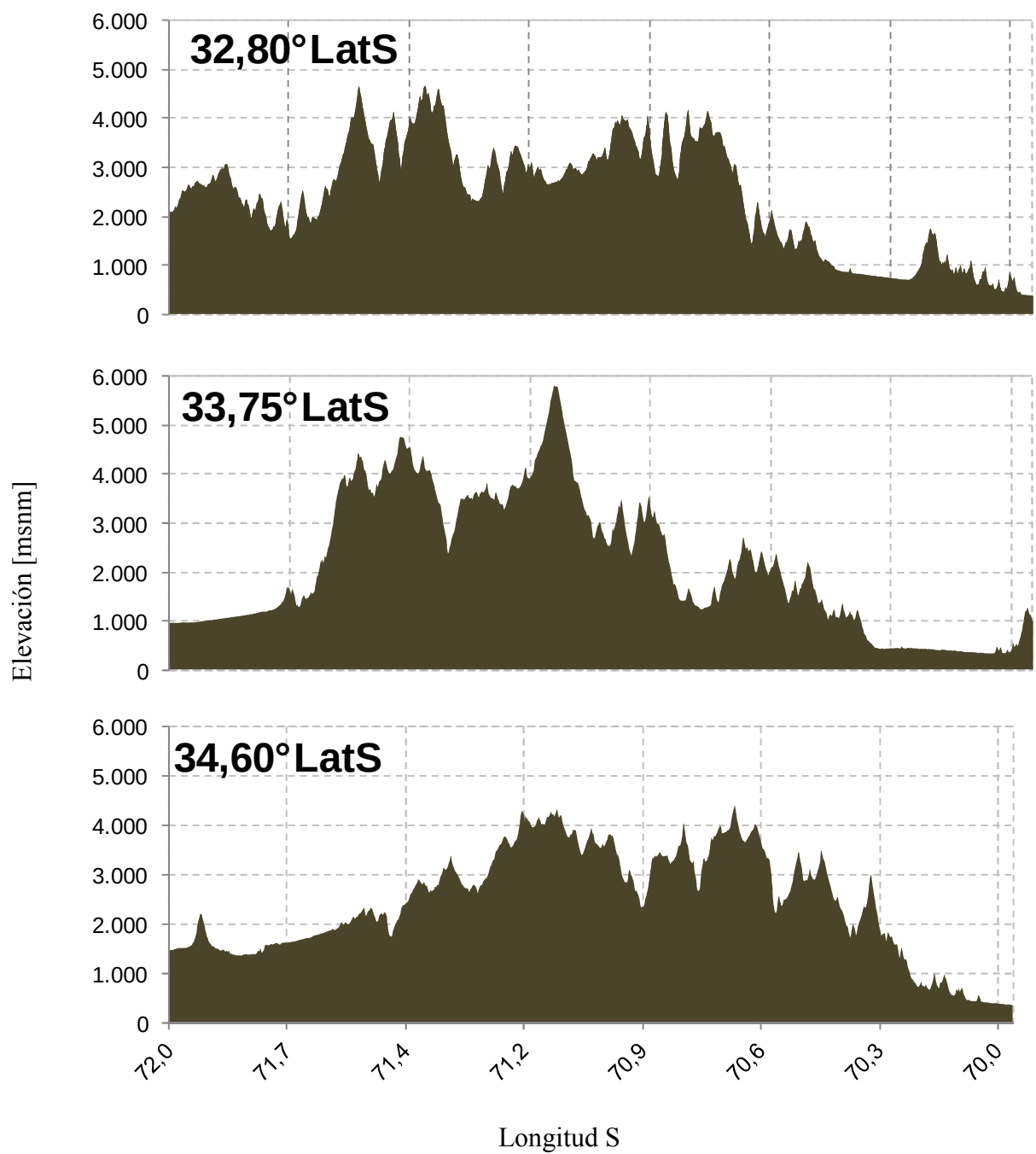


Figura 2-2: Vista en corte de la elevación de Chile central

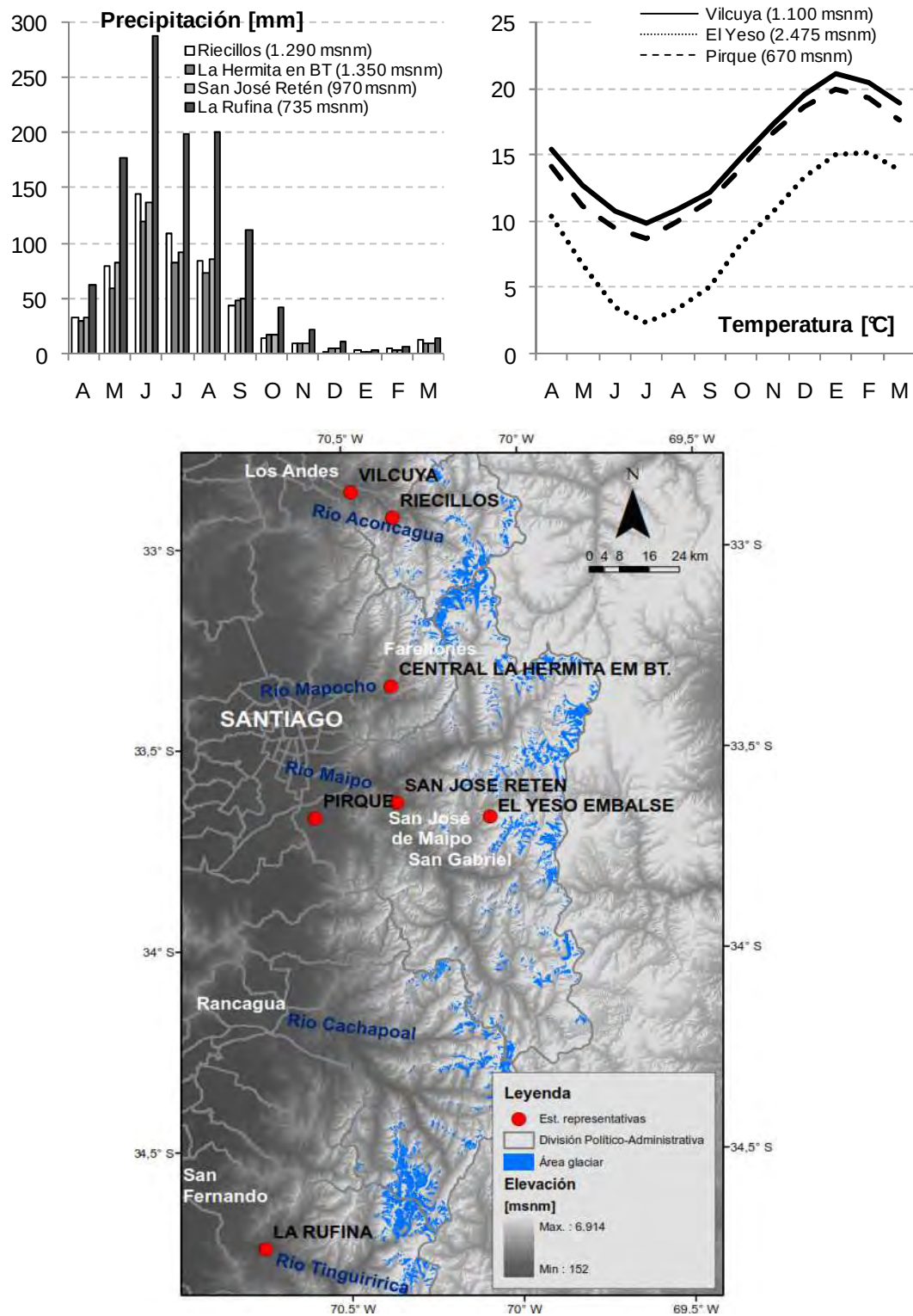


Figura 2-3: Variación estacional de variables meteorológicas en la Cordillera de Los Andes

2.2 Cuencas Seleccionadas

2.2.1 Criterios de Selección

Para escoger las cuencas que son estudiadas y/o monitoreadas en el curso de este trabajo se utilizaron los siguientes criterios de selección:

- Regímenes hidrológicos donde la componente nival y/o glaciar sea importante, estimados a partir de la curva de variación estacional y el porcentaje de área glaciar.
- Cuencas que posean un bajo grado de intervención antrópica o donde los registros fluviométricos permitan estimar un régimen natural.
- En el caso de las cuencas que requieran de mediciones en terreno, cauces que posean una accesibilidad aceptable que permita realizar con eficacia y seguridad el monitoreo correspondiente.
- En el caso de las cuencas de tamaño medio o grande, cauces que posean algún grado de registros hidro-meteorológicos previos para la modelación hidrológica.
- Representación de diversas orientaciones geográficas del cauce principal (Norte, Sur, Este, Oeste)
- Lograr una buena representación general de la zona de estudio.

2.2.2 Cuencas Seleccionadas

Siguiendo los criterios mencionados se seleccionaron nueve cuencas, de las cuales seis corresponden a cuencas de gran tamaño (de área superior a 500 km²), que pueden ser consideradas como cuencas de cabecera a los principales ríos de la zona central, y tres a cuencas de tamaño reducido (área inferior a 50 km²), denominadas piloto (Tabla 2-1 y Figura 2-4).

Las cuencas piloto se encuentran en régimen natural y pueden ser recorridas a pie en gran parte de su extensión, en el transcurso de una jornada. Las cuencas piloto seleccionadas fueron sometidas a un monitoreo de campo detallado, mediante campañas realizadas durante los periodos de máxima acumulación nival y deshielo de los años 2010 y 2011.

Por otro lado, las cuencas de mayor tamaño fueron modeladas hidrológicamente con el objetivo de proyectar y pronosticar series de caudal y cobertura nival. A manera de referencia serán denominadas como cuencas principales.

Tabla 2-1: Cuencas seleccionadas y sus principales características

Tipo	Cuenca	Cuenca Principal	Ubicación Punto de Salida		Área Total [km²]	Altura Media [msnm]	Altura Mínima [msnm]	Altura Máxima [msnm]	Área Glaciar [km²]	Dirección Principal del cauce
			N	E						
Piloto	Estero Ojos de agua	Aconcagua	6.363.798	390.309	39,3	3.453	2.188	4.731	1,0	N-S
	Estero Morales	Maipo	6.257.080	401.639	26,7	2.923	1.832	4.390	2,5	N-S
	Estero Olla Blanca	Rapel	6.182.031	386.013	2,4	2.977	2.757	3.166	0	E-O
Principales	Río Aconcagua en Chacabucuito	Aconcagua	6.364.602	358.735	2.084,7	3.175	941	5.918	111,9	E-O
	Río Mapocho en Los Almendros	Maipo	6.306.686	365.333	637,6	2.776	973	5.415	18,1	E-O
	Río Maipo en el Manzano	Maipo	6.281.641	371.806	4.836,8	3.176	874	6.547	410,6	SE-NO
	Río Volcán en Queltehues	Maipo	6.258.371	387.898	521,8	3.365	1.309	6.085	61,8	E-O
	Río Cachapoal 5Km aguas abajo junta Cortaderal	Rapel	6.198.620	373.393	964,7	2.930	1.109	5.137	125,7	SE-NO
	Río Tinguiririca bajo Los Briones	Rapel	6.195.985	377.879	1.438,7	2.545	563	4.943	108,5	SE-NO

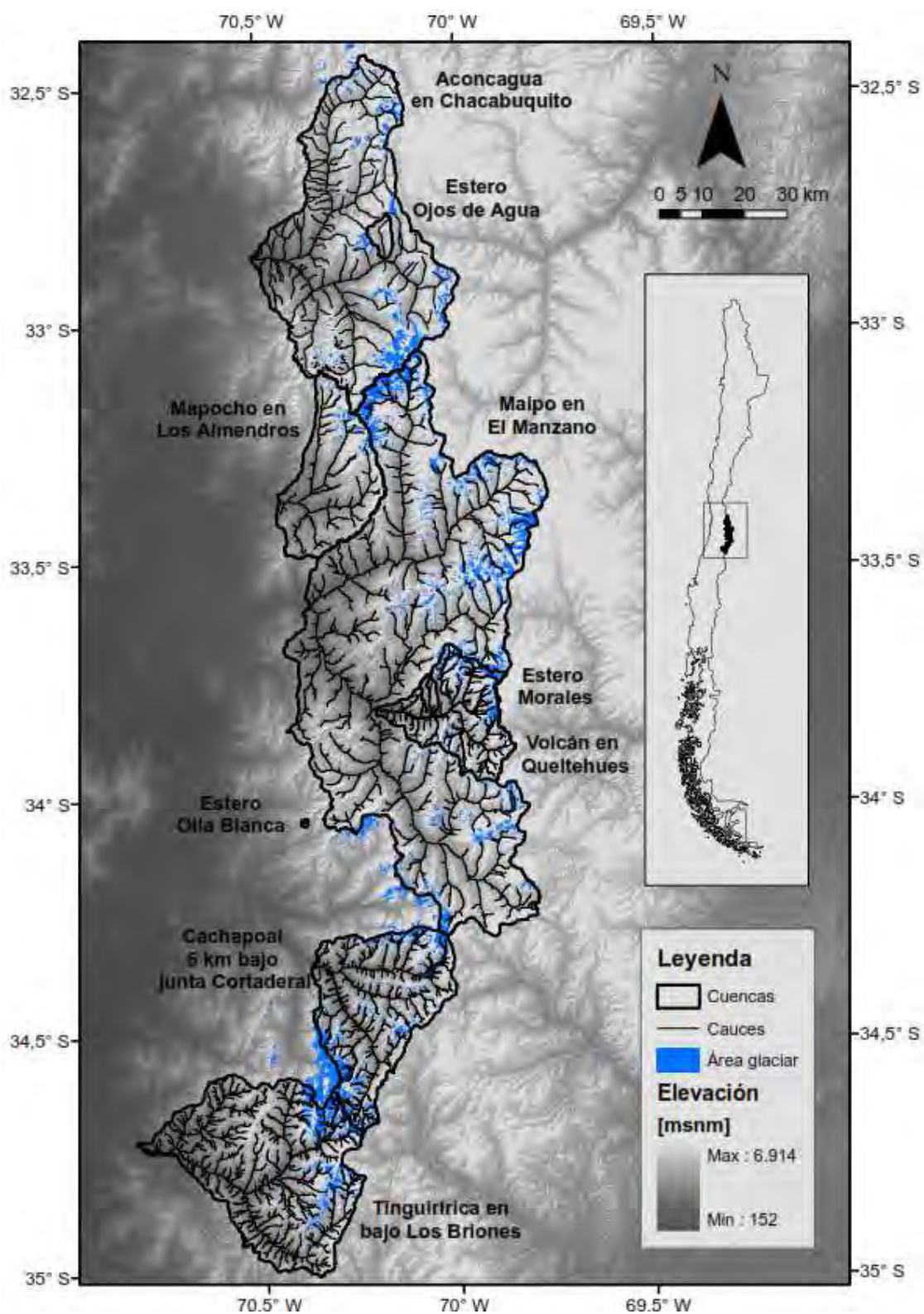


Figura 2-4: Cuencas seleccionadas

2.2.3 Cuencas Piloto

Las cuencas piloto seleccionadas poseen distintas características geográficas y topográficas que permiten hacer ciertas distinciones por tamaño, forma, latitud, elevación, curvas hipsométricas y orientaciones geográficas de cauces principales y laderas. Si bien las diferencias en cuanto a tamaño, forma, latitud y elevación son apreciables con relativa facilidad, la manera en que se distribuyen las elevaciones (Figura 2-5) y las orientaciones en la cuenca (Figura 2-6) define características relevantes en el ciclo de acumulación y derretimiento de nieve. Estas últimas figuras han sido calculadas anteriormente en la cuenca de Maipo en el Manzano y han sido utilizadas para explicar algunos fenómenos relativos a los procesos de derretimiento y redistribución de nieve (Peña & Nazarala, 1987).

Las cuencas de Ojos de Agua (Figura 2-7) y Morales (Figura 2-8) poseen algunas características en común. Ambas tienen un área total, un área glaciar, una elevación media y una orientación similar. Además, ambas poseen un glaciar situado en su extremo N-E. Sus diferencias más notorias son la latitud y el cambio de dirección (de N-S a E-O) del cauce principal de la cuenca del estero Ojos de agua, a partir de la cota 3.000 (aprox.) hacia arriba. La cuenca del estero Morales, en cambio, posee una orientación uniforme en toda la longitud del cauce principal. Este cambio, en la cuenca de Ojos de Agua, se manifiesta con el surgimiento de orientaciones Norte a partir de la cota 3.000 aprox. Así, a partir de la cota 4.200 aprox., se pierde casi completamente la orientación Este.

Los cambios en la orientación de las laderas suelen ser importantes en los fenómenos de acumulación y derretimiento de nieve ya que influyen en las direcciones predominantes de los vientos y en la radiación solar directa incidente.

Por otra parte, la cuenca del estero Olla Blanca (Figura 2-9) presenta diferencias importantes en prácticamente todas las variables. Es la cuenca situada más al Sur, la más pequeña, presenta una dirección E-O y no posee un área glaciar, por lo que sus procesos hidrológicos estarán determinados exclusivamente por la precipitación líquida y sólida.

a) Estero Ojos de Agua

La cuenca del estero Ojos de Agua es afluente al río Juncal (Región de Valparaíso, Provincia de Los Andes) y su cobertura nival ya ha sido monitoreada por grupos de investigación de la División de Recursos Hídricos y Medio Ambiente (RHMA) de la Universidad de Chile. A partir del año 2010 fue equipada, por parte de la misma institución, con una estación meteorológica y una estación fluviométrica en el punto de salida. La cuenca es visitada frecuentemente por montañistas que ascienden a su cumbre principal, el cerro Parva del Inca (4.831 msnm) y es posible acceder desde el camino internacional Santiago-Mendoza que, dada su importancia como ruta internacional, es bien mantenida y usualmente se encuentra en buen estado. Los terrenos de la cuenca del estero Ojos de Agua son propiedad de la empresa hidroeléctrica COLBÚN S.A. y la comunidad ganadera Cano-Gallego.

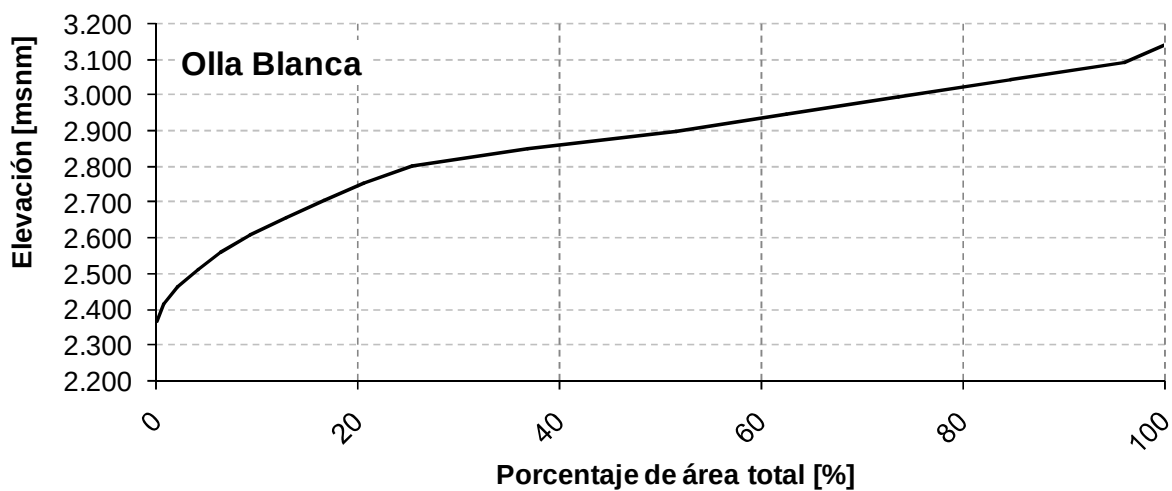
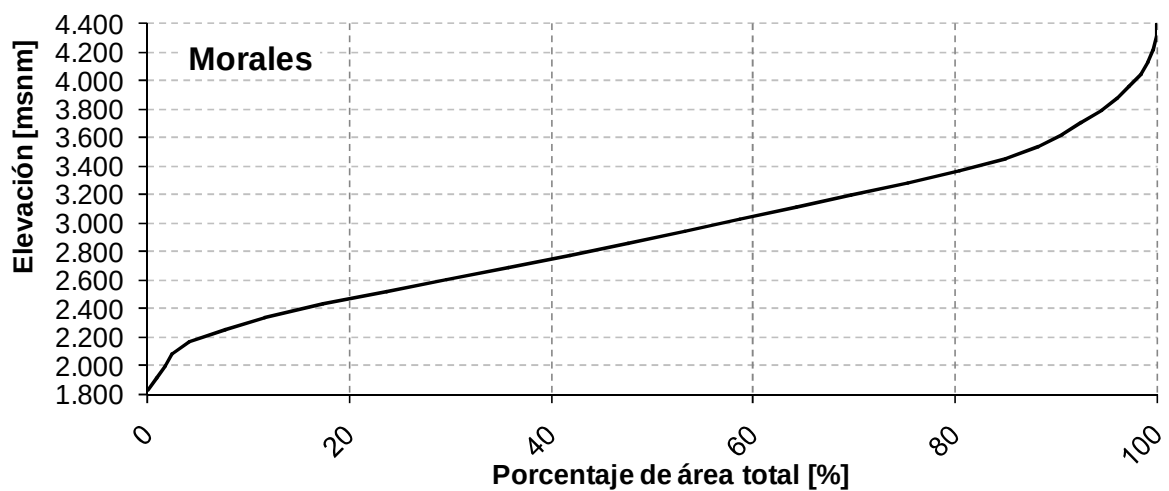
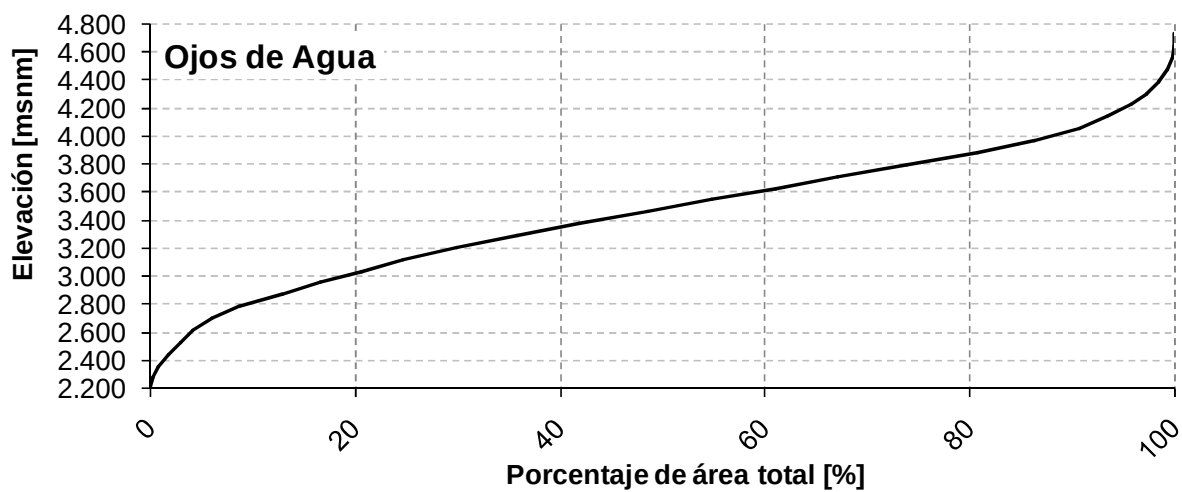


Figura 2-5: Curvas hipsométricas de cuencas piloto

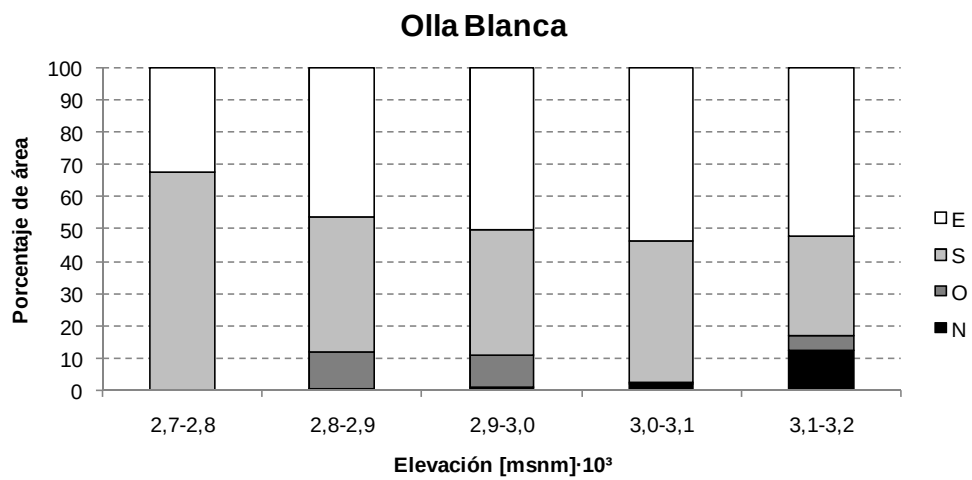
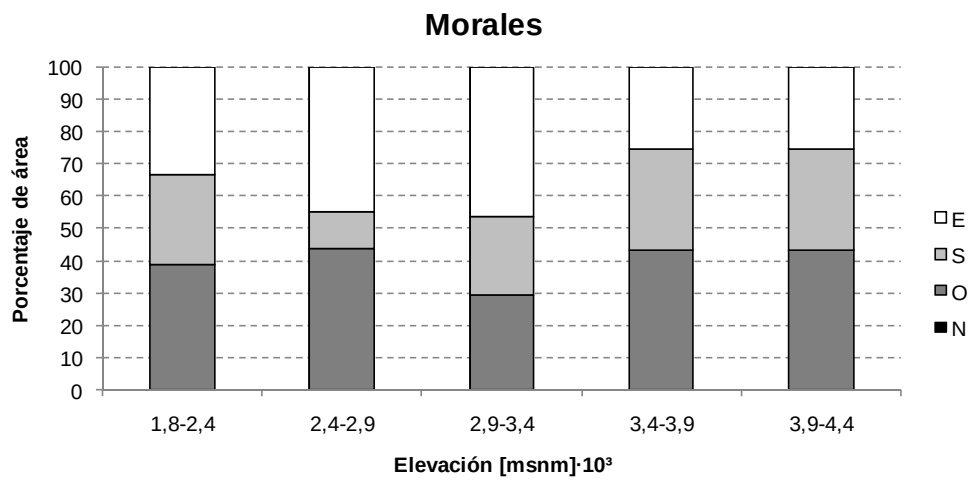
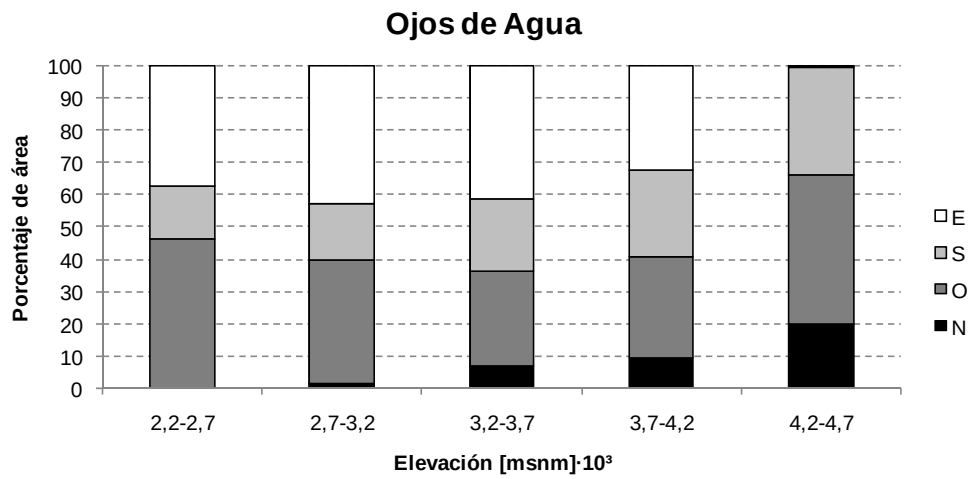


Figura 2-6: Distribución de orientaciones en cuencas piloto como función de la elevación

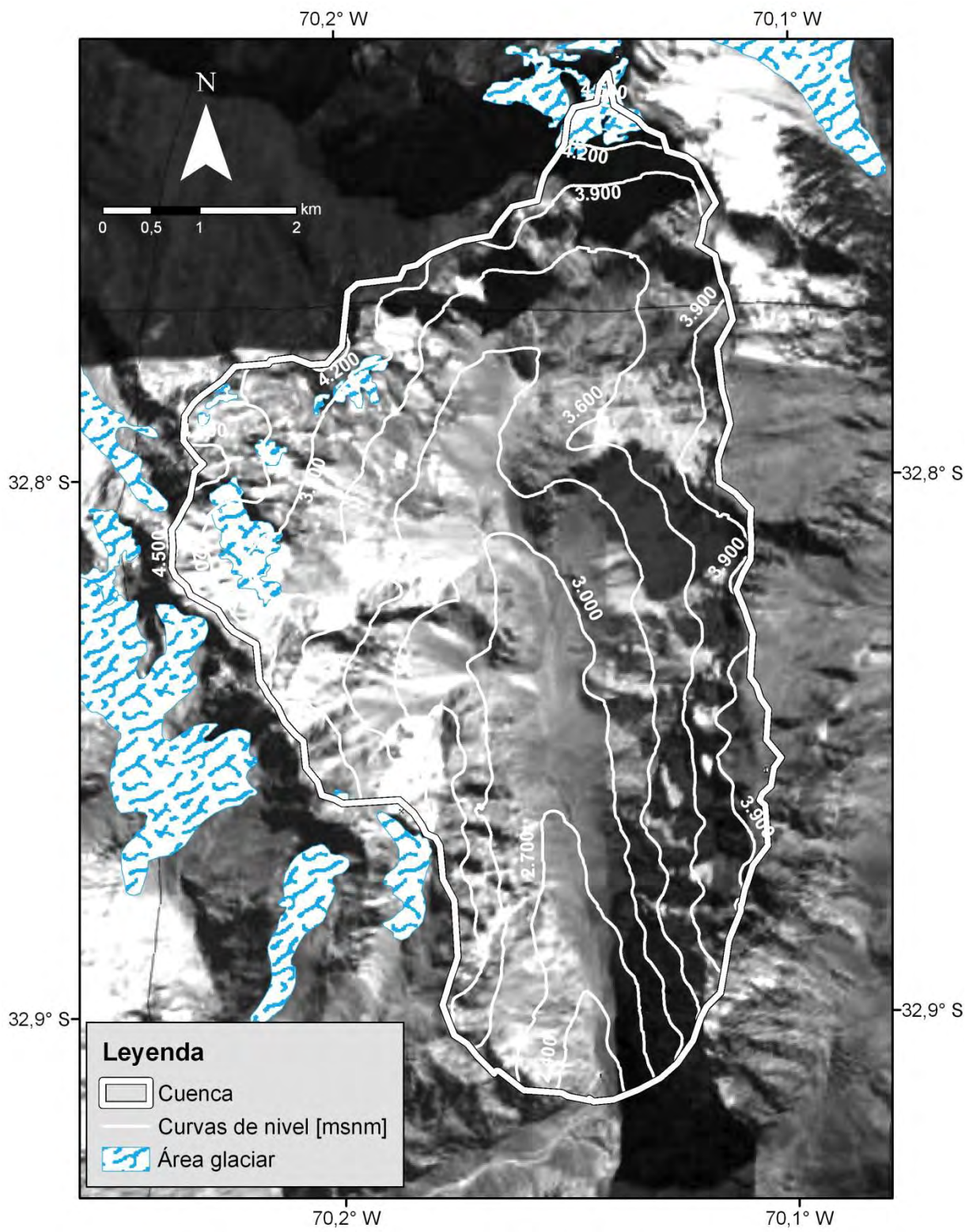


Figura 2-7: Cuenca del estero Ojos de Agua

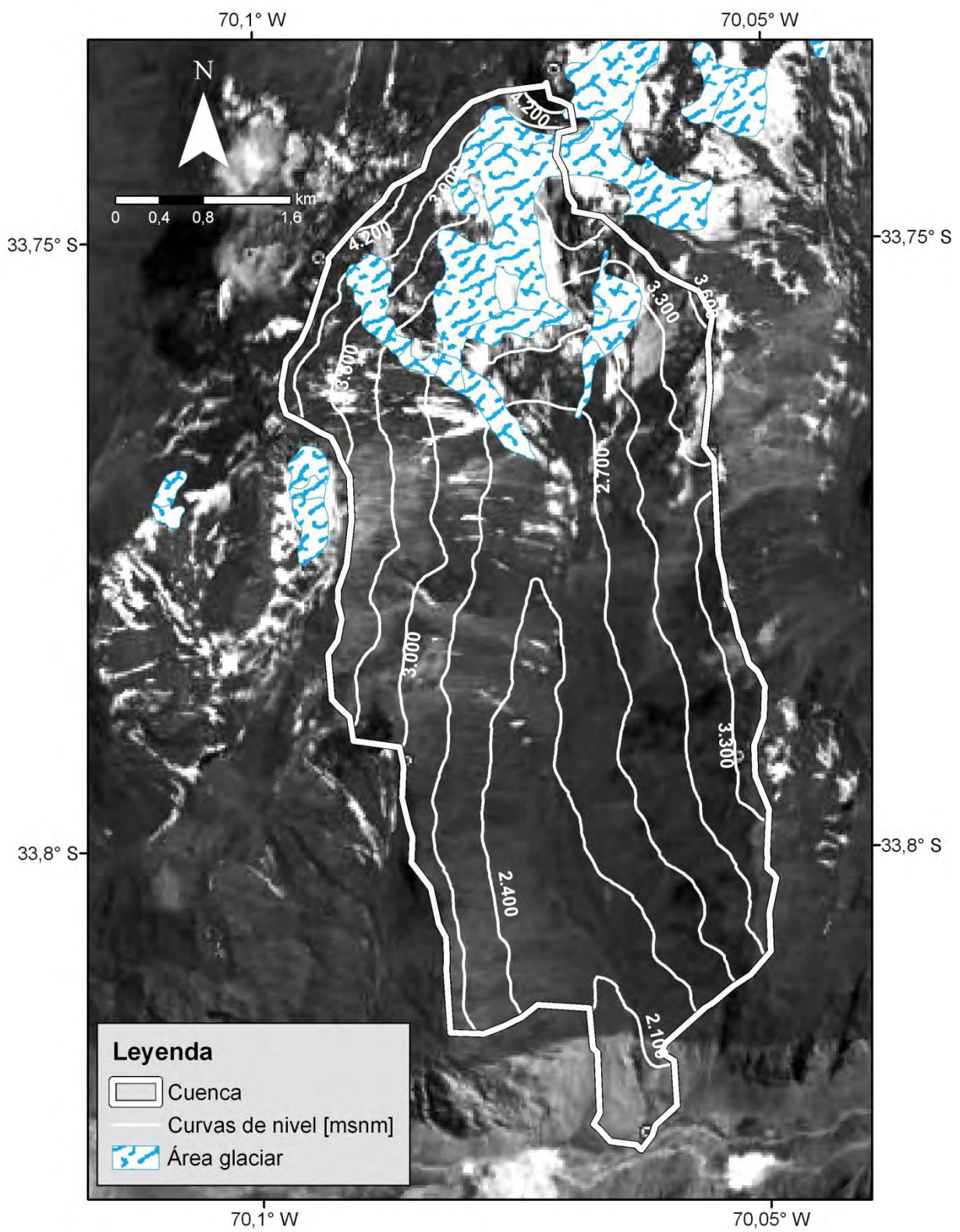


Figura 2-8: Cuenca del estero Morales

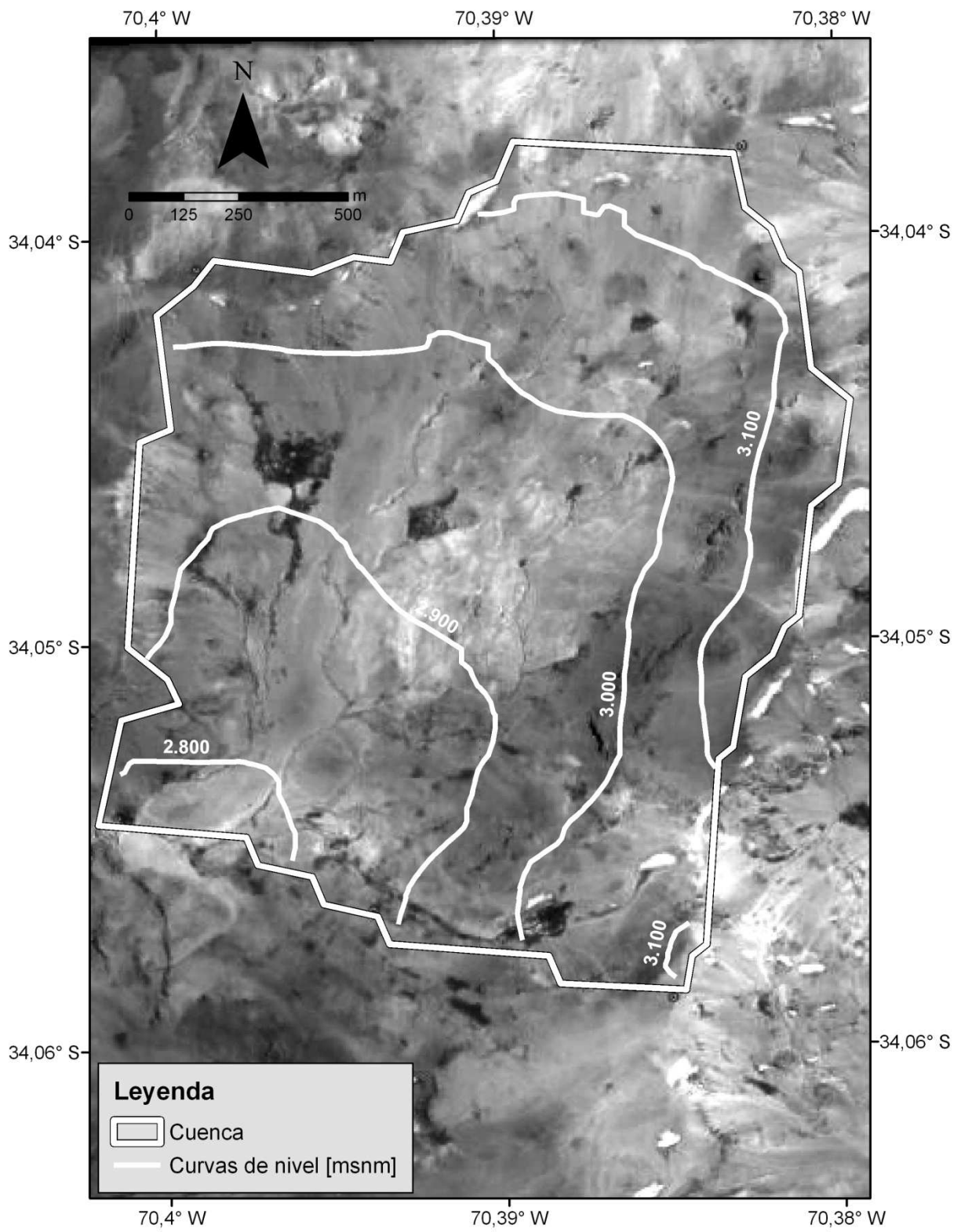


Figura 2-9: Cuenca del estero Olla Blanca

En la Figura 2-10 se muestran algunas imágenes captadas en terreno por parte de investigadores asociados a la División de RHMA. En estas imágenes se aprecian el valle central de la cuenca y el glaciar situado en el cerro Parva del Inca.



a) Parte alta de la cuenca
(Foto: Simone Schauwecker, 2010)

b) Glaciar del Parva del Inca
(Foto: Silvan Ragettli, 2010)

Figura 2-10: Imágenes de la cuenca del estero Ojos de Agua

La pequeña cobertura glaciar de la cuenca (1 km² aprox., equivalente a 2,5% del área total) la hace especialmente relevante para el estudio del aporte nival a la escorrentía superficial.

La estación meteorológica se encuentra instalada en el terreno donde se ubica el embalse Hornitos, propiedad de la empresa hidroeléctrica COLBÚN S.A., con la cual la División de RHMA cuenta con un convenio de cooperación para investigación científica en las cuencas del estero Ojos de Agua y el río Juncal.

Para fines de este estudio, se propone monitorear la cobertura nival de la cuenca de Ojos de Agua de manera sistemática, con una frecuencia aproximada de dos veces al mes.

b) Estero Morales

La cuenca del estero Morales es afluente al río Volcán (Región Metropolitana, Provincia Cordillera). Posee varios motivos técnicos para ser seleccionada, tales como su gran acumulación de nieve y la presencia del glaciar San Francisco en su origen en el extremo N-E de la cuenca. Además ofrece algunas ventajas logísticas como su cercanía a la ciudad de Santiago (93 km al SE), su relativa facilidad de acceso por medio del camino al Volcán en el pueblo de Baños Morales y su localización al interior del Monumento Natural El Morado (administrado por la Corporación Nacional Forestal, CONAF), lo que asegura un nulo o, al menos, muy bajo grado de intervención. La cuenca está formada por un valle de baja pendiente rodeado de altas cumbres en todo su recorrido y posee una dirección N-S del cauce

principal en toda su extensión, lo que la hace bastante uniforme. En la Figura 2-11 se muestran algunas imágenes de la cuenca captadas por investigadores de la División de RHMA.

Actualmente, la Dirección General de Aguas (DGA) se encuentra realizando algunos estudios referentes al glaciar San Francisco y a la hidrología de la cuenca.



a) Estero Morales
(Foto: Hugo Ulloa, 2009)



b) Estero Morales
(Foto: Simone Schauwecker, 2010)

Figura 2-11: Imágenes de la cuenca del estero Morales

c) Estero Olla Blanca

La cuenca del estero Olla Blanca es afluente al río Coya y está ubicada en la región de O'Higgins, Provincia de Cachapoal, cercana al límite con la Región Metropolitana. La cuenca está al interior de los terrenos pertenecientes a la División El Teniente (DET) de la Corporación Nacional del Cobre (CODELCO) aproximadamente a 50 km al N-E de la ciudad de Rancagua por la ruta H-25. En la Figura 2-12, se presentan algunas imágenes de terreno.

La cuenca de Olla Blanca tiene algunas características propias importantes en relación a las otras cuencas piloto.

- Posee un reducido tamaño ($2,4 \text{ km}^2$) y desnivel (409 m), por lo que su cobertura nival puede ser monitoreada a pie en su totalidad. Por esta misma razón, también puede proyectarse un monitoreo detallado de otras variables hidrológicas como humedad del suelo, flujos subterráneos, evapotranspiración, etc.
- No presenta aportes glaciares a su escorrentía por lo que su régimen hidrológico puede ser caracterizado en gran parte, usando solamente la simulación del proceso de acumulación y derretimiento de nieve.

- Dada su ubicación al interior de la DET, presenta ventajas logísticas como la accesibilidad, la seguridad del personal y la protección de instrumentos de medición hidro-meteorológicos.
- Se encuentra instalada, desde 2011, una estación fluviométrica en el punto de salida.



a) Salida del estero Olla Blanca
(Foto: Pablo Mendoza, 2011)

b) Cuenca del estero Olla Blanca
(Foto: Pablo Mendoza, 2010)

Figura 2-12: Imágenes de la cuenca del estero Olla Blanca

2.2.4 Cuencas Principales

Las cuencas escogidas para la modelación hidrológica incluyen a las cuencas de cabecera de los ríos más importantes de la zona central. Estas cuencas tienen sus puntos de salida en la precordillera y desde allí se extienden hacia el Este hasta la divisoria de aguas, usualmente en las más altas cumbres de la cordillera. A partir de la Figura 2-13 hasta la Figura 2-17, se puede apreciar cada cuenca en mayor detalle a una escala adecuada para cada una de ellas. En estas figuras, se ven con claridad los principales cauces y glaciares. Las curvas hipsométricas pueden verse en la Figura 2-18. En ellas se aprecia como el porcentaje del área de las cuencas por sobre los 2.000 msnm varía entre el 70 al 90%, coincidiendo aproximadamente con la elevación mencionada en el objetivo general del presente estudio.

Debido al amplio rango de latitud (32°S a 35°S), elevación (500 a 6.600 msnm) y área (500 a 4.900 km^2) que cubren las cuencas elegidas, los regímenes hidrológicos (Figura 2-19) son bastante diversos. La magnitud de los caudales está directamente relacionada con el área de cada cuenca. Sin embargo, su estacionalidad está más relacionada con la elevación media. En general, una cuenca más baja tiene asociada una componente pluvial más importante, especialmente en los flujos correspondientes a probabilidades de excedencia bajas (cuencas de Mapocho y Tinguiririca).

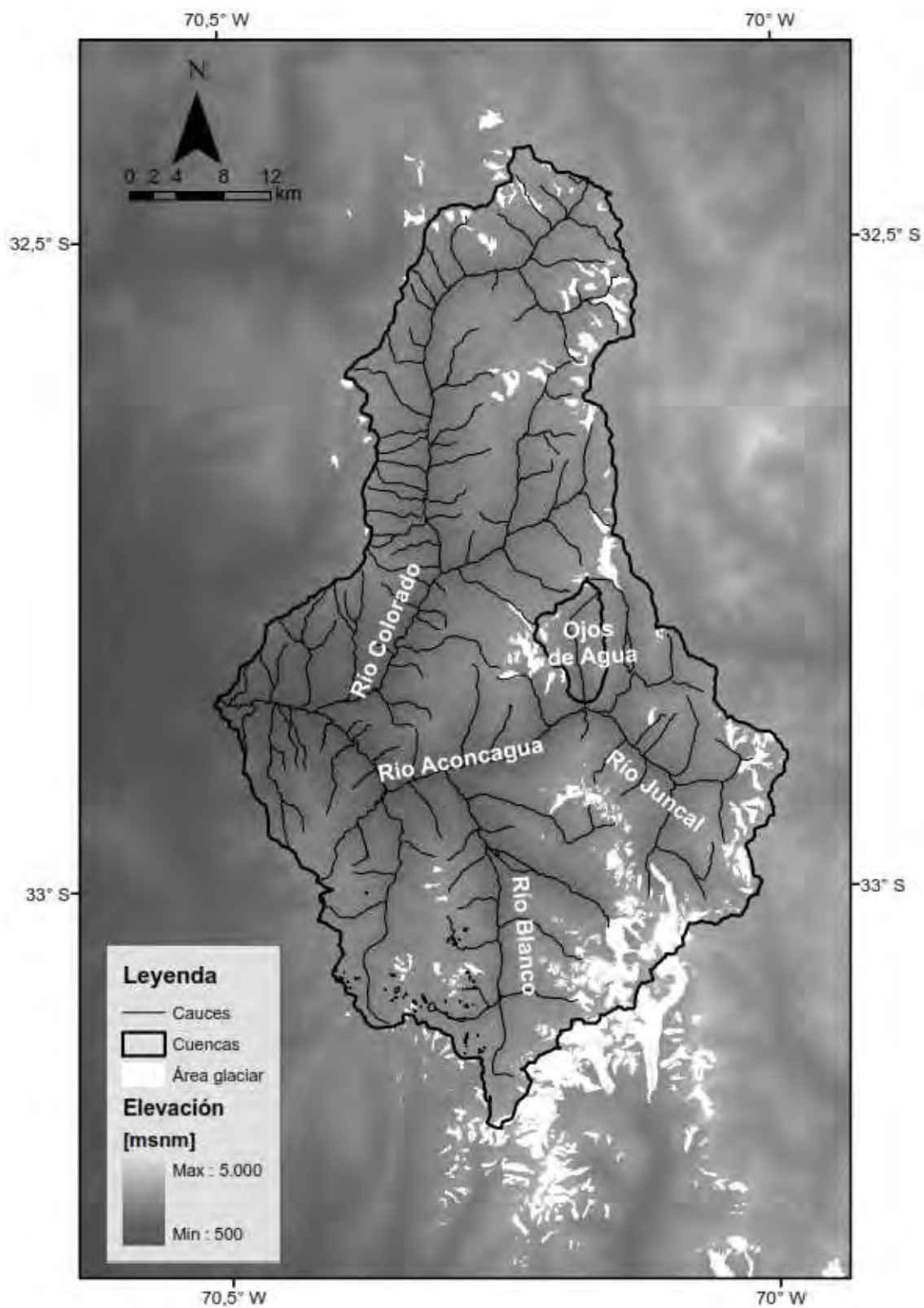


Figura 2-13: Cuenca del río Aconcagua en Chacabuco

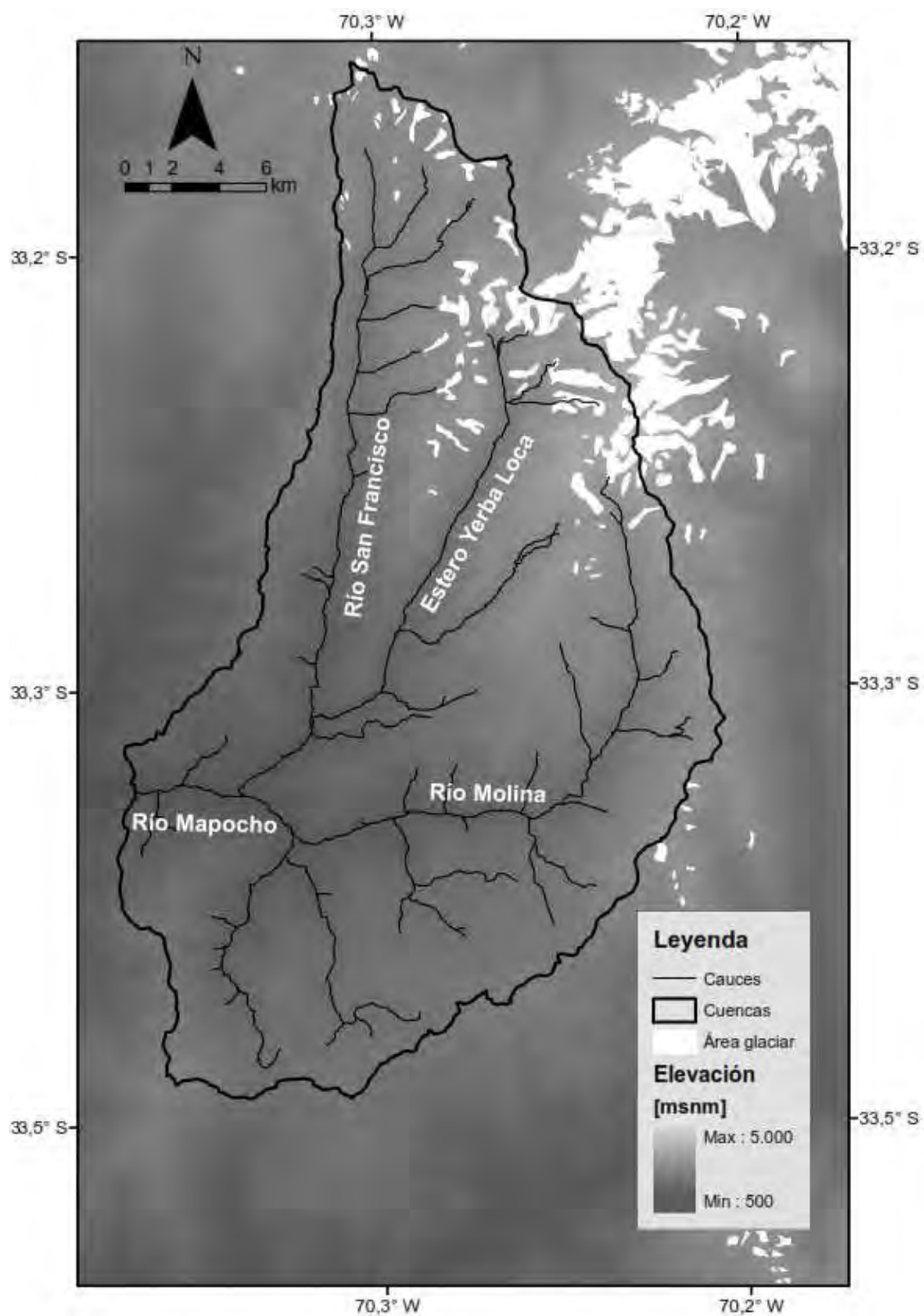


Figura 2-14: Cuenca del río Mapocho en Los Almendros

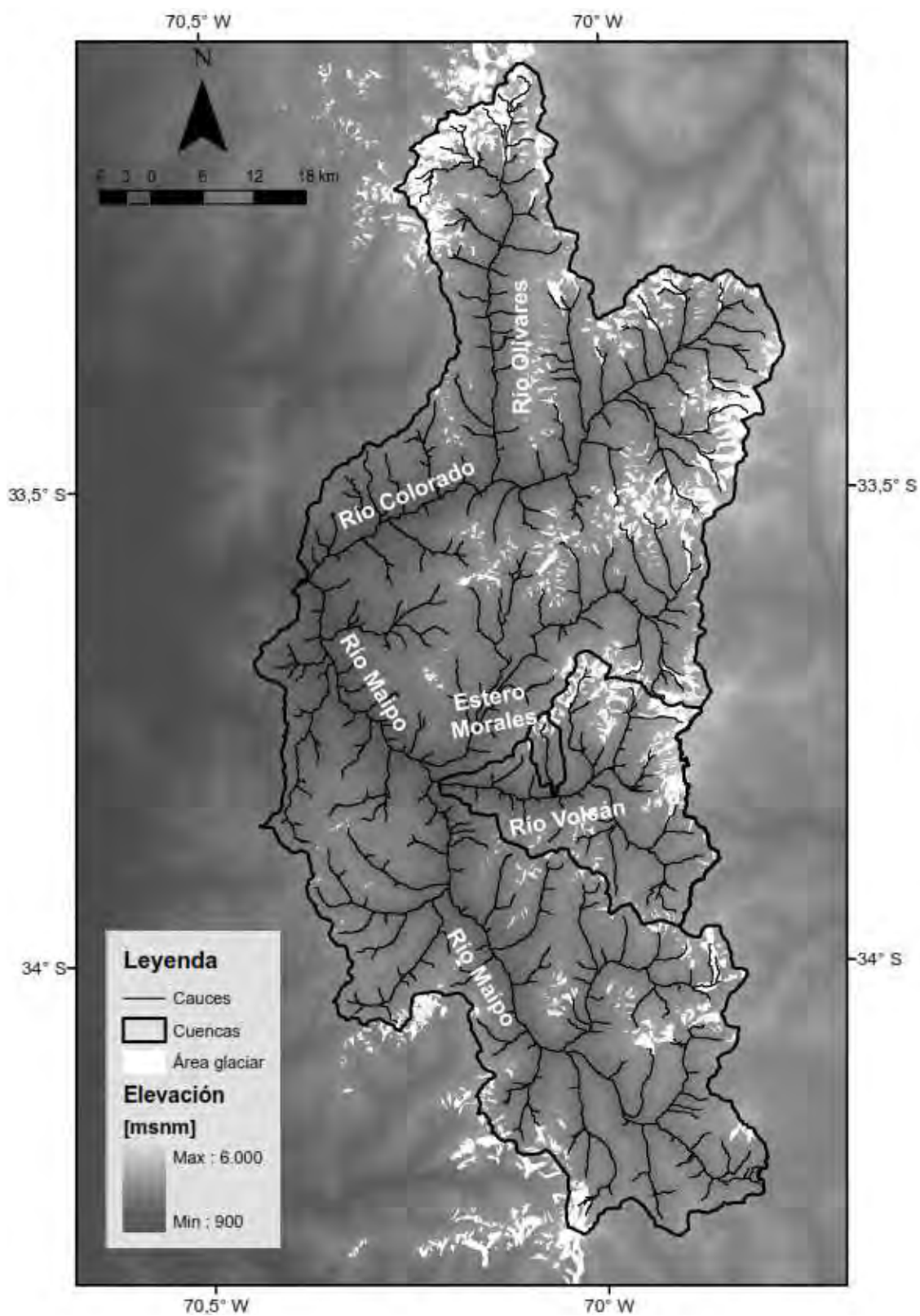


Figura 2-15: Cuenca del río Maipo en El Manzano y Volcán en Queltehues

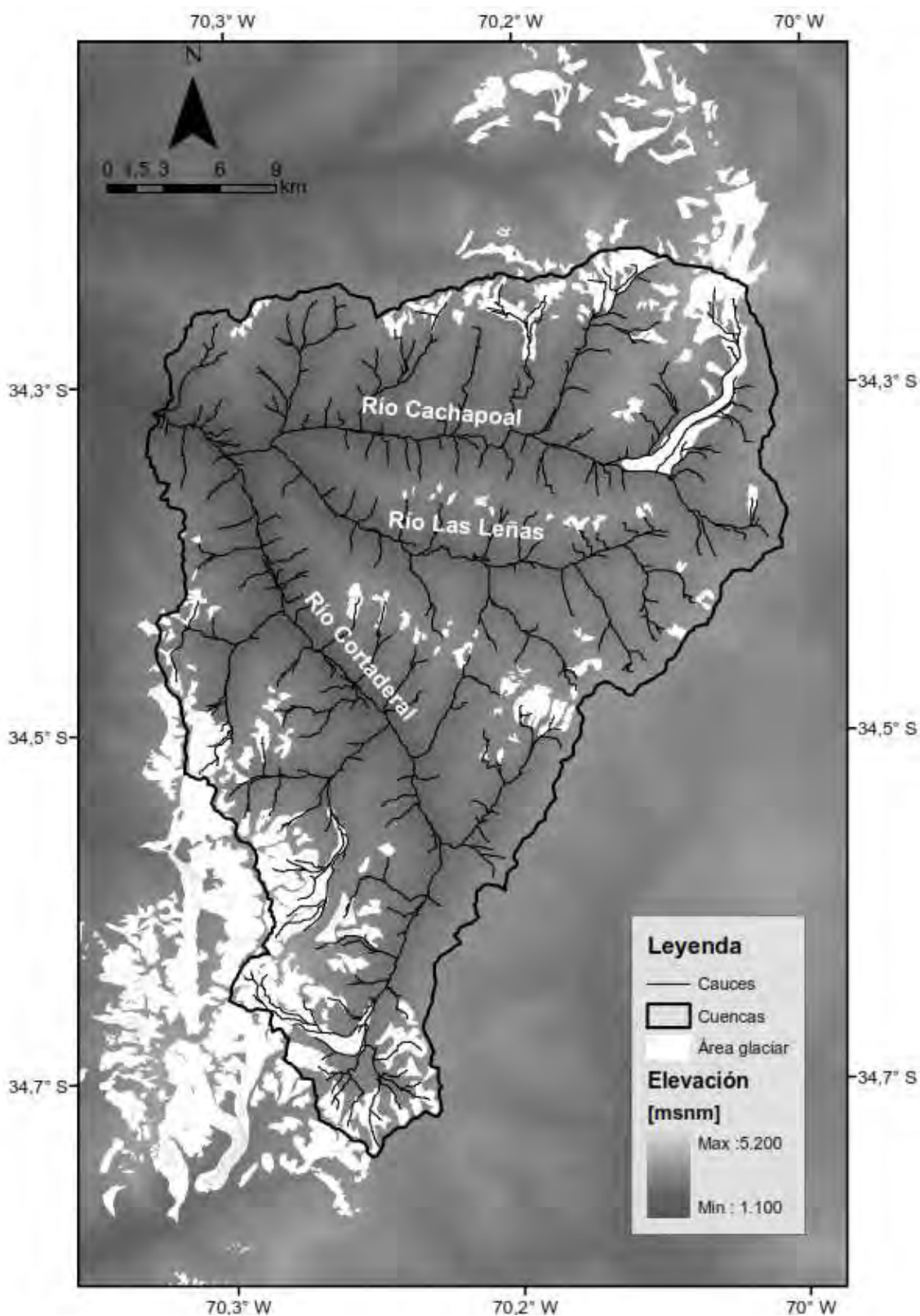


Figura 2-16: Cuenca del río Cachapoal 5 km bajo junta Cortaderal

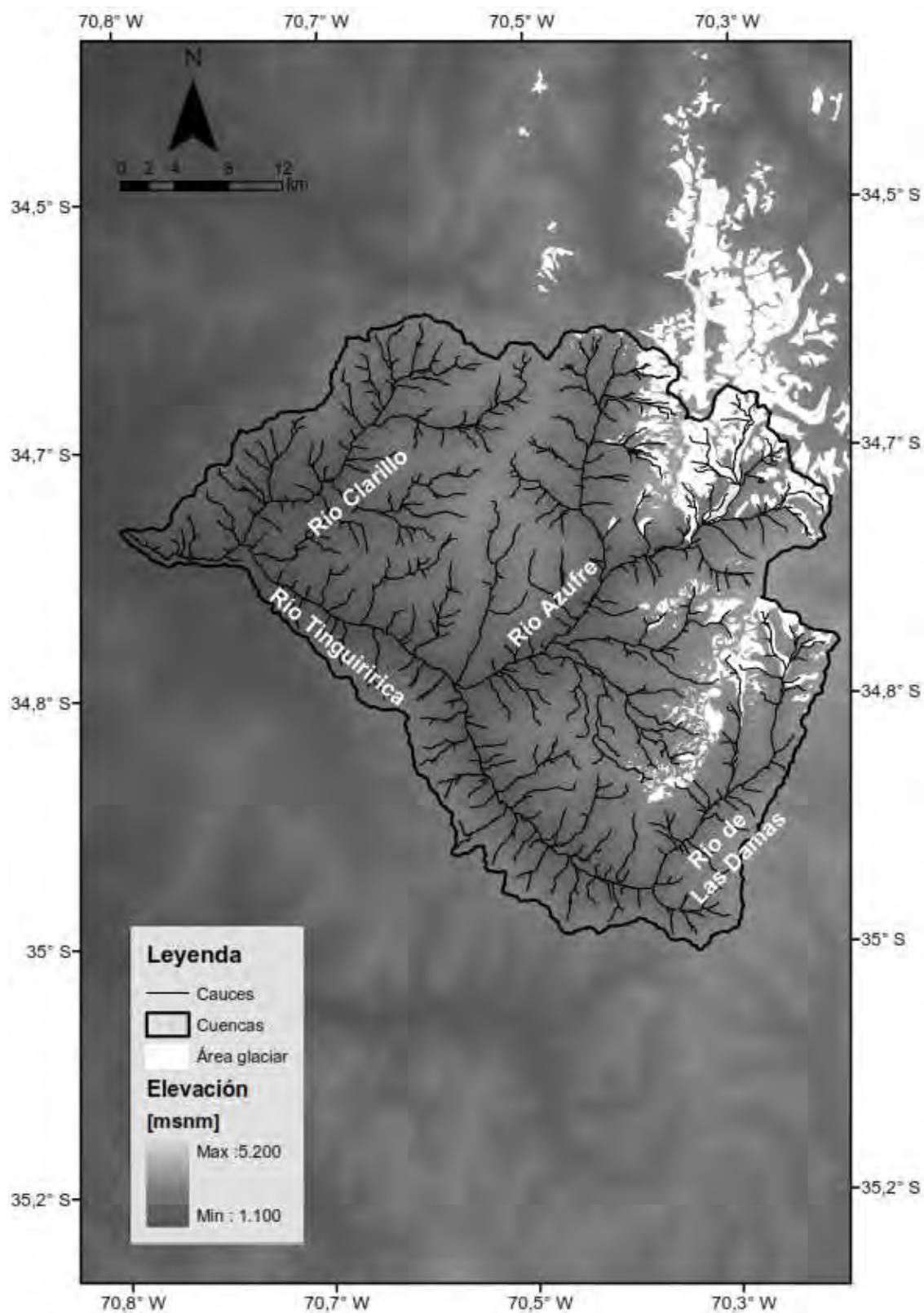


Figura 2-17: Cuenca del río Tinguiririca en bajo Los Briones

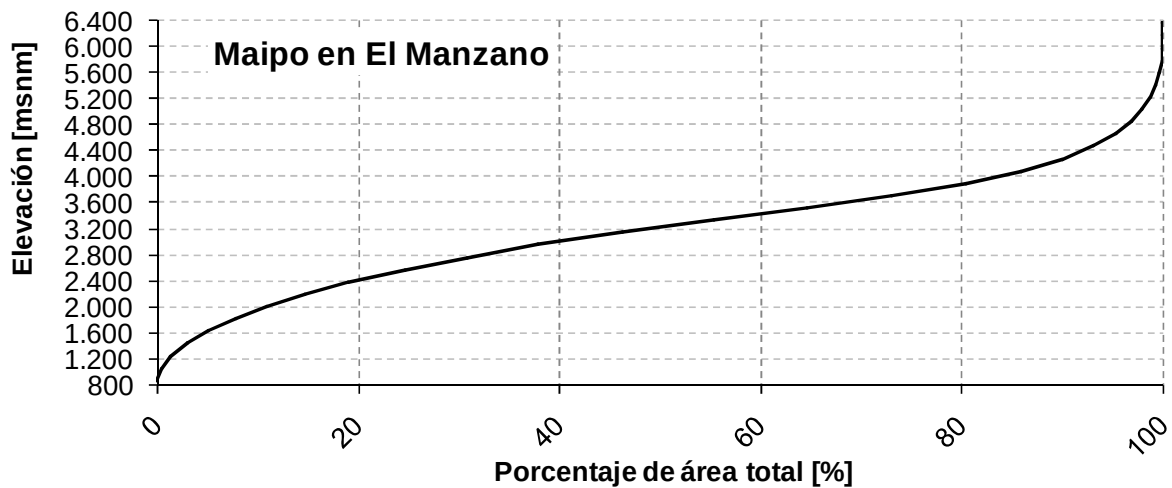
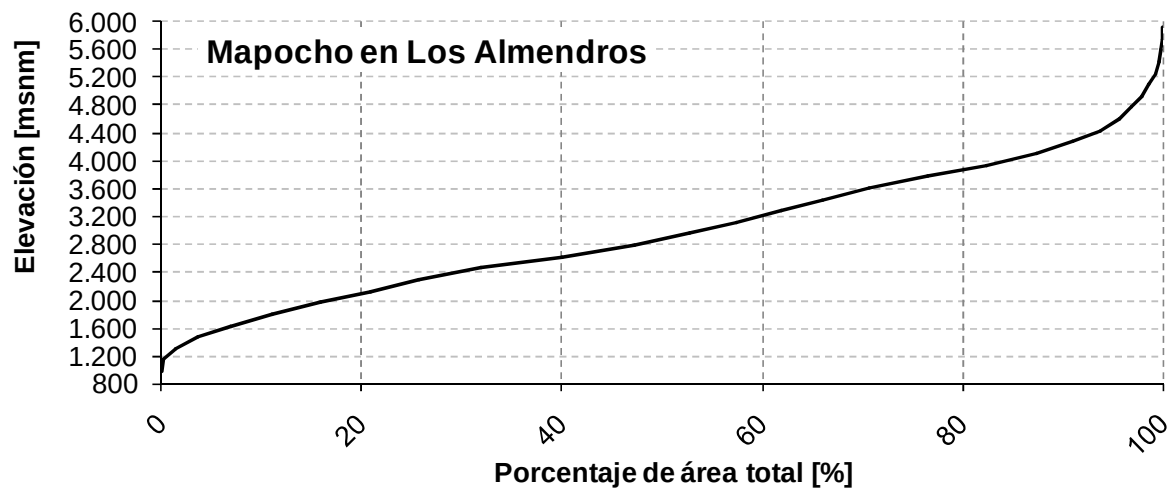
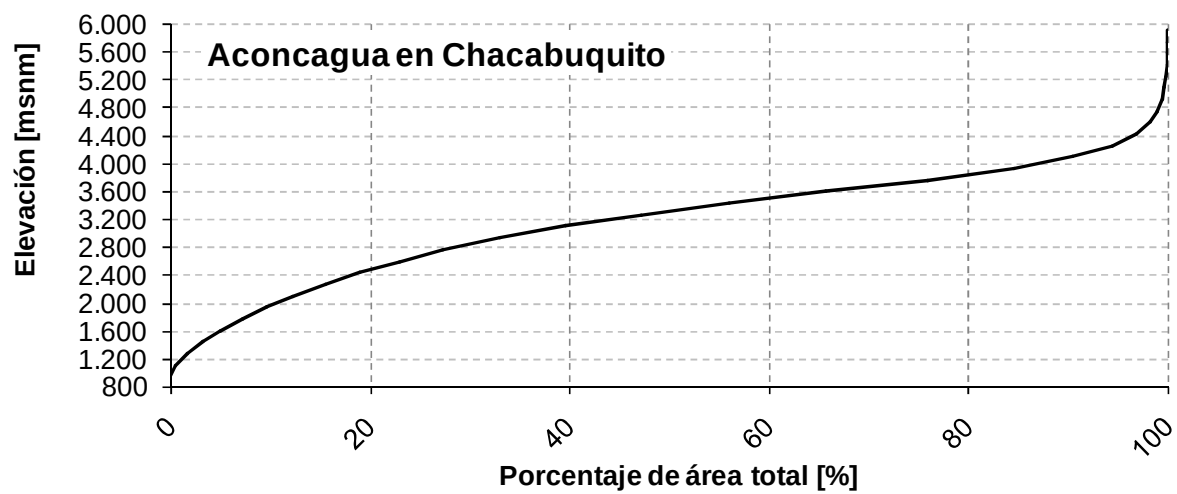
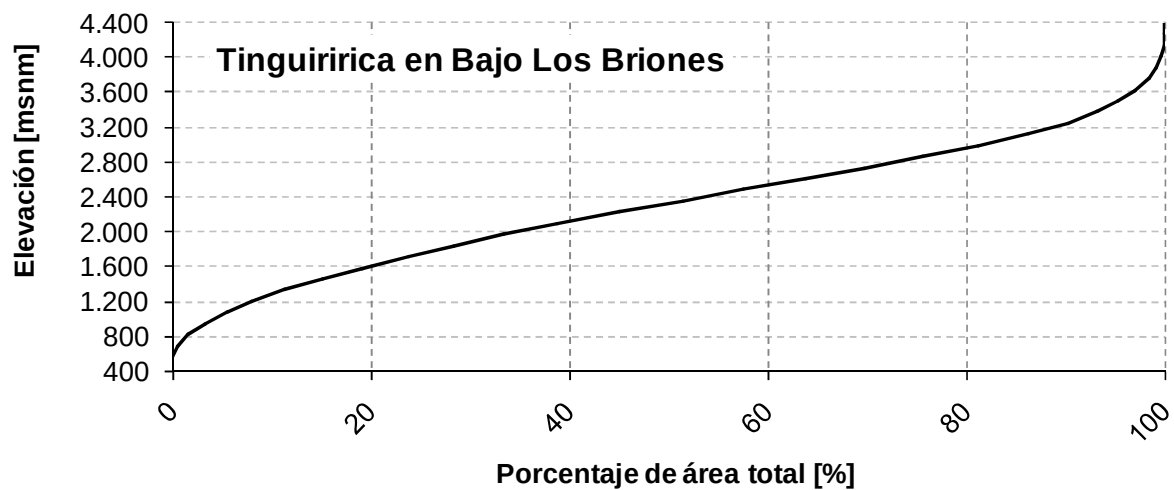
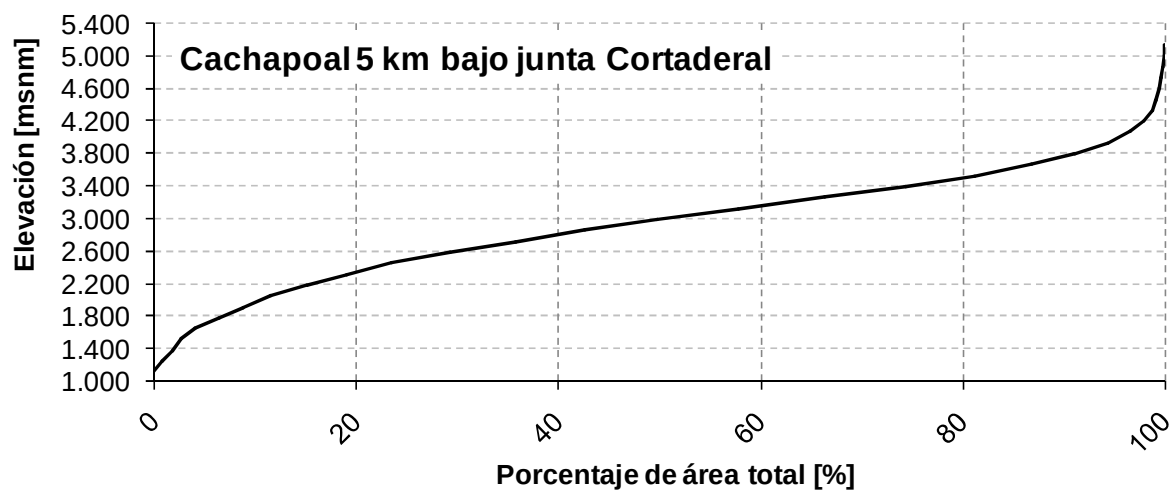
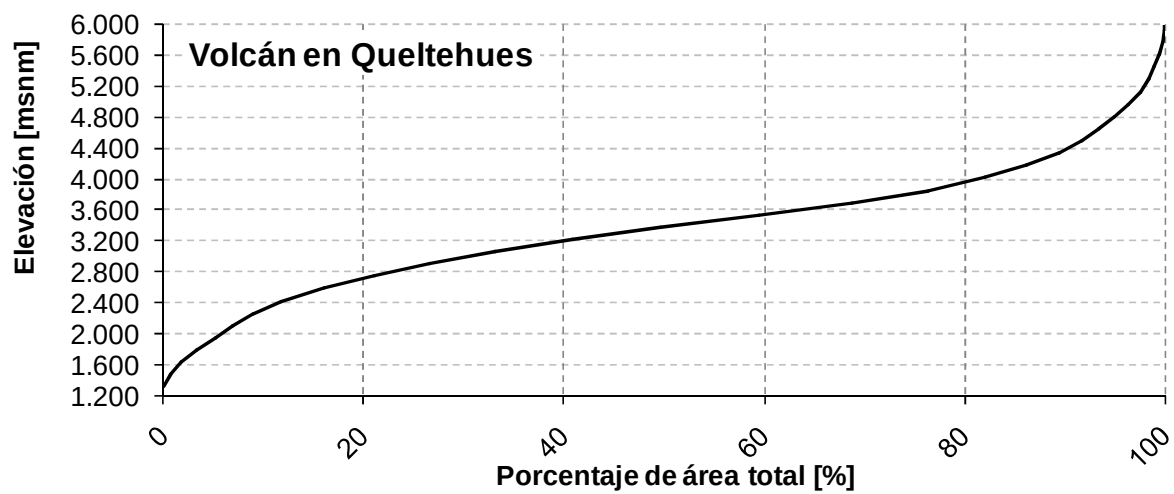
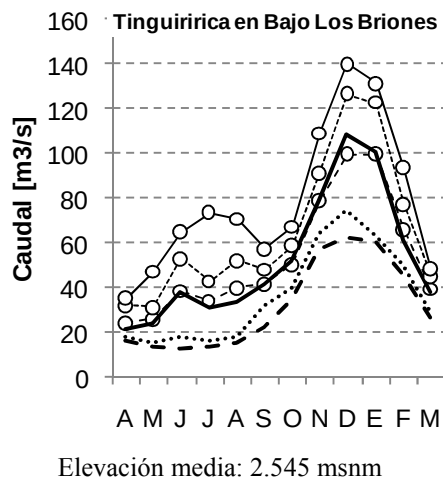
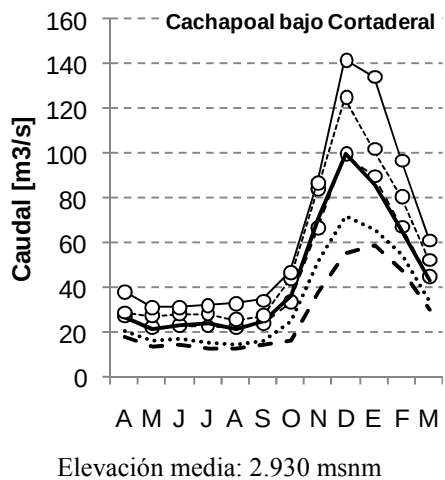
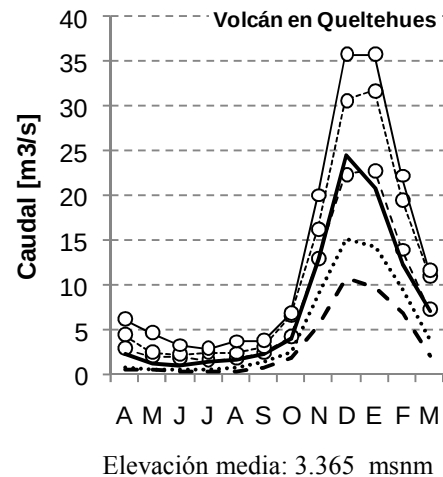
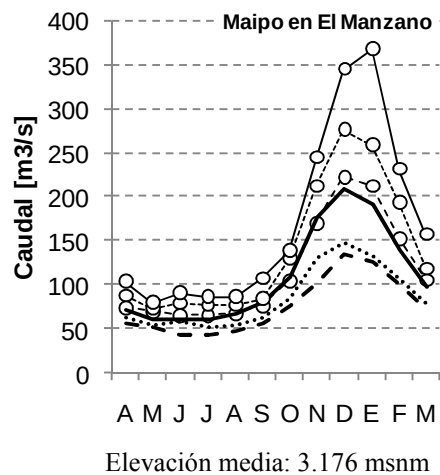
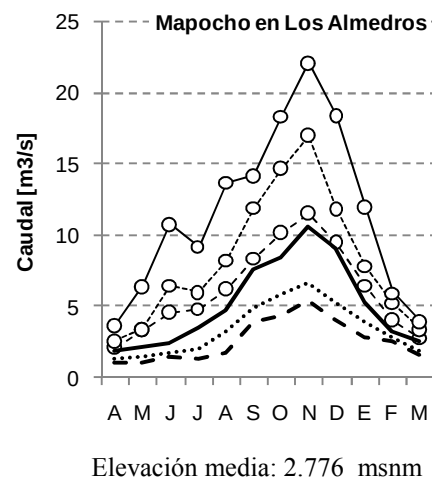
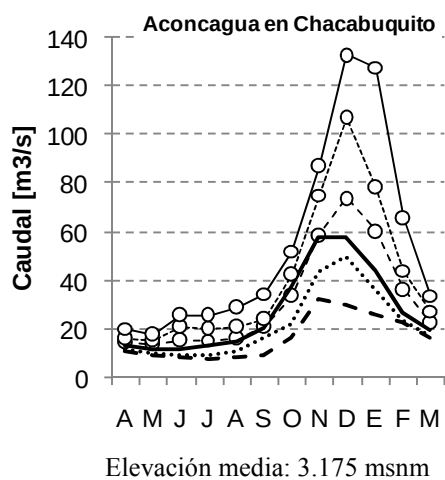


Figura 2-18: Curvas hipsométricas cuencas principales



Continuación Figura 2-18: Curvas hipsométricas cuencas principales



LEYENDA

—○— 5% ····○···· 10% -○- 20% — 50% ····· 85% - - - 95%

Figura 2-19: Regímenes hidrológicos de cuencas seleccionadas

La importancia de las zonas glaciares es apreciable en la escorrentía superficial a medida que poseen un mayor volumen de hielo. Ahora, la determinación del volumen de hielo almacenado en un glaciar no resulta fácil, ya que, en general, no se conocen bien sus espesores. Sin embargo, en la zona de interés, existen estudios anteriores que han permitido inventariar las superficies de los glaciares descubiertos (Bown, Rivera, & Acuña, 2008; Caviedes, 1979; Marangunic, 1979; Valdivia, 1984). Esta superficie glaciar puede ser entendida como un indicador del volumen total de hielo (Bahr, Meier, & Peckham, 1997).

La relación entre la escorrentía superficial y el área de glaciares presente en una cuenca se manifiesta en el periodo de deshielo y se vuelve particularmente importante en los caudales de verano de años secos cuando los montos de nieve, acumulados durante el periodo de precipitaciones, no tienen una magnitud de consideración. En ese caso, el flujo base proveniente de los glaciares, permite amortiguar las disminuciones de caudal. Este fenómeno se representa mediante la Figura 2-20. En ella se observa como las cuencas con mayor porcentaje de área glaciar poseen una productividad (calculada como el cociente entre el caudal y el área contribuyente) superior a las que tienen un régimen dependiente en mayor medida de los aportes nivales.

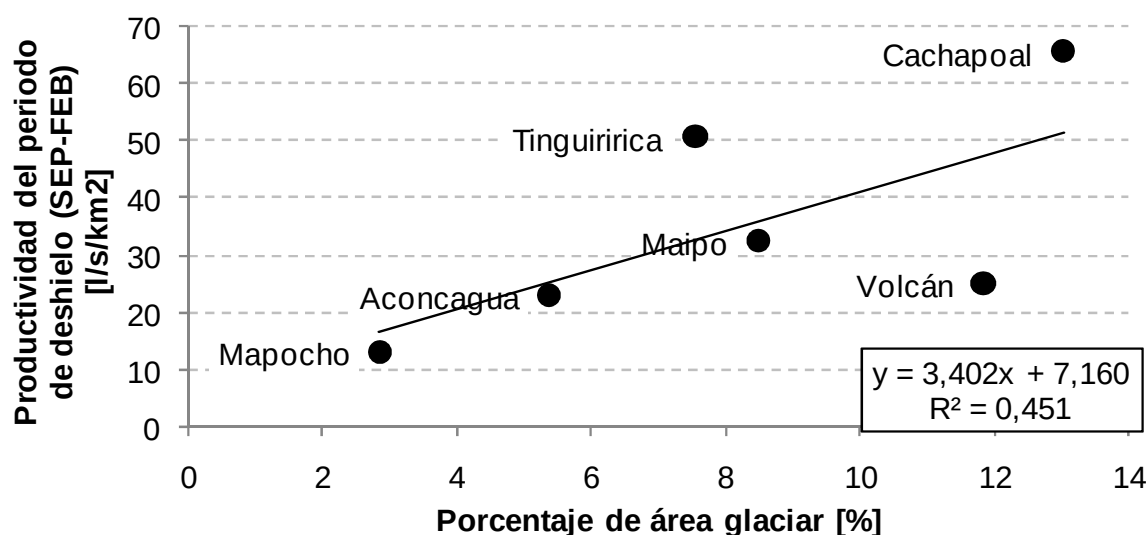


Figura 2-20: Productividad en periodo de deshielo como función del área glaciar

(*): Construida con la estadística correspondiente al periodo 1989-2009

3. DISEÑO DE RED MONITOREO METEOROLÓGICO

3.1 Red de Monitoreo Actual

La red de monitoreo actualmente instalada por la DGA ha entregado una extensa estadística en la pre-cordillera (Tabla 3-2 a Tabla 3-5). En general, las estaciones existentes están situadas al interior o alrededor de centros poblados cercanos a los puntos de salida de las cuencas principales. Algunas de las estaciones que se pueden encontrar son: Aconcagua en Chacabucuito, Vilcuya, Riecillos, Pirque, San José de Maipo, San Gabriel y La Rufina, entre otras. A medida que se aumenta en elevación, las estaciones se vuelven más escasas y la estadística suele tener más vacíos. Las estaciones elevadas (superiores a 2.500 msnm) mejor equipadas actualmente son las de Portillo, Laguna Negra y Termas del Flaco. Estas estaciones cuentan con una plataforma satelital que les permite transmitir sus datos automáticamente a la página web de la DGA. De manera adicional, la Unidad de Glaciología y Nieves (UGN) de la DGA ha instalado en los últimos años algunas estaciones específicamente localizadas para el monitoreo de glaciares.

Actualmente existen extensas áreas con escaso o ningún tipo de monitoreo. Básicamente, se trata de zonas altas, de difícil acceso y condiciones meteorológicas extremas. En términos generales, en cada cuenca principal, existe al menos una sub-cuenca con escaso o nulo monitoreo.

En el caso del río Aconcagua, las estaciones actuales cubren bastante bien el eje del cauce principal. Sin embargo, la cuencas del río Colorado y el sector Sur (que comprende áreas de las cuencas de los ríos Blanco y Juncal) no poseen ninguna estación operativa por parte de la DGA. Entre éstas, de especial preocupación es la situación de la cuenca del río Colorado, ya que representa al menos un 30% del área total de la cuenca de Aconcagua en Chacabucuito, es el único cauce principal de la cuenca con dirección N-S y se encuentra en el límite Norte de la zona central, cubriendo latitudes inferiores a 32,5° S. En términos de elevación, la estación más alta corresponde a Portillo (3.000 msnm), lo que, dada la gran altitud de la cuenca, define más de un 60% de área no monitoreada que se encuentra por sobre esta cota.

La situación en la cuenca de los ríos Maipo y Mapocho es similar, pero se ve agravada por lo extenso de su superficie total. A lo largo de los ríos Maipo y Volcán se concentra el grueso de la red. Sin embargo, tanto en el sector Norte (cuenca de los ríos Colorado y Olivares) y Sur (Maipo Alto, antes de junta con río Volcán) no existen estaciones operativas. Esto define amplias zonas, contribuyentes a la escorrentía, que no están siendo monitoreadas directamente. La estación más alta de la cuenca del Maipo corresponde a la estación de Laguna Negra (2.780 msnm) lo que también define una superficie, situada por encima de esta cota, de más del 60% sin ningún tipo de registro.

Hacia el Sur, no existen estaciones al interior de la cuenca del Cachapoal y en el caso del Tinguiririca sólo se encuentra operativa la estación Termas del Flaco. Esta estación se encuentra ubicada en una altura significativa (2.650 msnm) y permite monitorear más del 50% de la cuenca. Sin embargo, desde su puesta en operación (año 1999), su estadística posee numerosos vacíos (Tabla 3-1).

Desde la Figura 3-1 a la Figura 3-3 se presentan las cuencas principales, las estaciones meteorológicas actualmente instaladas y las estaciones fluviométricas usadas en este estudio, las cuales se encuentran en régimen natural. Se distingue entre las estaciones operadas directamente por la DGA y las operadas por medio de la UGN.

Tabla 3-1: Longitud de la estadística de EA y temperatura de estación Termas del Flaco

Año	1999												2000												2001											
Mes	A	M	J	J	A	S	O	N	D	E	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	E	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	E	F	M
T°																																				
SP																																				
Año	2002												2003												2004											
Mes	A	M	J	J	A	S	O	N	D	E	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	E	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	E	F	M
T°																																				
SP																																				
Año	2005												2006												2007											
Mes	A	M	J	J	A	S	O	N	D	E	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	E	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	E	F	M
T°																																				
SP																																				
Año	2008												2009												2010											
Mes	A	M	J	J	A	S	O	N	D	E	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	E	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	E	F	M
T°																																				
SP																																				

El relleno gris simboliza la presencia de estadística válida a nivel mensual.

SP representa el término Snow Pillow

Tabla 3-2: Simbología de columnas de Tabla 3-3 a Tabla 3-8

Tipo de símbolo	Símbolo	Significado
Administrativo	BNA	Código BNA
Ubicación	N	Norte
	E	Este
	Z	Elevación sobre el nivel del mar
Tipo de variable hidro-meteorológica	1	Precipitación
	2	Temperatura
	3	Flujos de Radiación
	4	Humedad
	5	Evaporación
	6	Snow Pillow – Cobertura Nival
	7	Viento
	8	Presión
	9	Caudal
Estado de la medición	o	Variable medida actualmente
	o *	Variable suspendida
	■	Variable propuesta
	IM	Inicio de estadística meteorológica
	IF	Inicio de estadística fluviométrica

Tabla 3-3: Red de monitoreo actual. Cuenca del río Aconcagua

Nombre	BNA	Ubicación (UTM WGS84)			IM	IF	Variable								
		N	E	Z [msnm]			1	2	3	4	5	6	7	8	9
Jahuel	05415004-0	6.382.309	349.787	1.020	Abr-89		o								
Resguardo Los Patos	05414004-5	6.402.769	351.194	1.220	Ago-40		o								
Río Putaendo en resguardo Los Patos	05414001-0	6.402.613	351.347	1.218	Sep-01		o								o
San Felipe	05410008-6	6.374.746	338.967	640	Abr-62		o								
Los Andes	05410007-8	6.365.678	350.038	820	Ago-71		o								
Vilcuya	05410006-K	6.363.108	362.369	1.100	Dic-64		o	o			o		o		
Río Aconcagua en San Felipe	05410005-1	6.374.530	337.462	650	Ago-99		o								o
Río Aconcagua en Chacabuquito	05410002-7	6.364.443	358.630	950	Ago-99	May-66	o	o							o
Riecillos-DCP	05403006-1	6.356.031	373.429	1.290	Ago-29		o								
Portillo-DCP	05401007-9	6.365.314	396.075	3.000	Abr-98			o				o			

Tabla 3-4: Red de monitoreo actual. Cuencas de los ríos Maipo y Mapocho

Nombre	BNA	Ubicación (UTM WGS84)			IM	IF	Variable								
		N	E	Z [msnm]			1	2	3	4	5	6	7	8	9
La Dehesa	05723001-0	6.311.241	357.743	920	May-91		o								
Central La Hermita en BT.	05720003-0	6.309.437	373.089	1.350	Ene-05		o	o*		o*	o*		o*		
Río Mapocho en Los Almendros	05722002-3	6.306.686	365.332	990	Ago-99	Ene-66	o	o							o
Estero Yerba Loca (**)	-	6.323.382	381.296	3.250			o	o	o	o		o	o		o
Cerro Calán - DCP	05730012-4	6.303.856	357.014	800	Jun-00		o	o							
Quebrada Ramón en Recinto EMOS	05730008-6	6.299.244	357.252	790	Sep-07		o								
Terraza Oficinas centrales DGA	05730016-7	6.297.422	346.957	560	Jun-60		o								
Antupirén	05730013-2	6.292.625	359.061	920	Ago-79		o								
Quebrada Macul	05730039-6	6.292.035	359.425	950	May-03		o	o		o					
Bocatoma Maitenes	05707003-K	6.288.695	382.589	1.200	Feb-88		o					o*			
Las Obra Recinto EMOS	05710007-9	6.282.701	363.685	820	Jun-95		o								
Río Maipo en El Manzano	05710001-K	6.281.962	372.023	850		Jun-65									o
San José Retén	05704006-8	6.277.304	374.585	970	Ago-71		o								
Laguna Negra - DCP	05703009-7	6.274.609	396.424	2.780	May-99			o		o		o			
El Yeso Embalse	05703008-9	6.273.690	399.473	2.475	Abr-62		o	o	o	o	o	o*	o*		
Estero Morales (**)	-	6.258.841	400.931	2.220		Ene-11		o	o	o		o	o		
Glaciar San Francisco (**)	-	6.262.634	400.772	2.480	Ene-11										o
Pirque	05711003-1	6.272.996	352.853	670	Oct-67		o	o	o	o	o		o		
San Gabriel	05704004-1	6.261.327	385.204	1.240	Dic-77		o								
Río Maipo en Las Hualtatas	05701001-0	6.239.310	393.973	1.820		Dic-79									o
Río Volcán en Queltehues	05702001-6	6.258.371	387.898	1.365		Oct-66									o

(**) Estación de monitoreo glaciar. Operada por la UGN

Tabla 3-5: Red de monitoreo actual. Cuencas de los ríos Cachapoal y Tinguiririca

Nombre	BNA	Ubicación (UTM WGS84)			IM	IF	Variable								
		N	E	Z [msnm]			1	2	3	4	5	6	7	8	9
Canal Sauzal en puente Termas	06008009-7	6.210.166	356.789	750	Ago-05		o								
Río Pangal en Pangal	06006001-0	6.209.295	377.180	1.500	Nov-01		o								
Río Cachapoal 5 km bajo junta Cortaderal	06003001-4	6.198.202	373.199	1.127	Ene-90	Dic-89	o								o
Río Tinguiririca en Bajo Los Briones	06028001-0	6.156.358	332.572	560	Mar-99	Ago-89	o								o
La Rufina	06027003-1	6.154.120	339.602	735	May-29		o								
Glaciar Universidad	-	6.157.283	375.559	2.453	Ene-09			o	o	o		o	o		
Termas del Flaco -DCP	06020001-7	6.137.793	378.044	2.650	Jun-99			o		o		o			
Río Teno en junta río Claro	07104002-K	6.125.790	333.619	660	Ago-99		o								
Los Queñes	07103003-2	6.125.462	334.570	668	May-18		o								

(*) Estación de monitoreo glaciar. Operada por la UGN

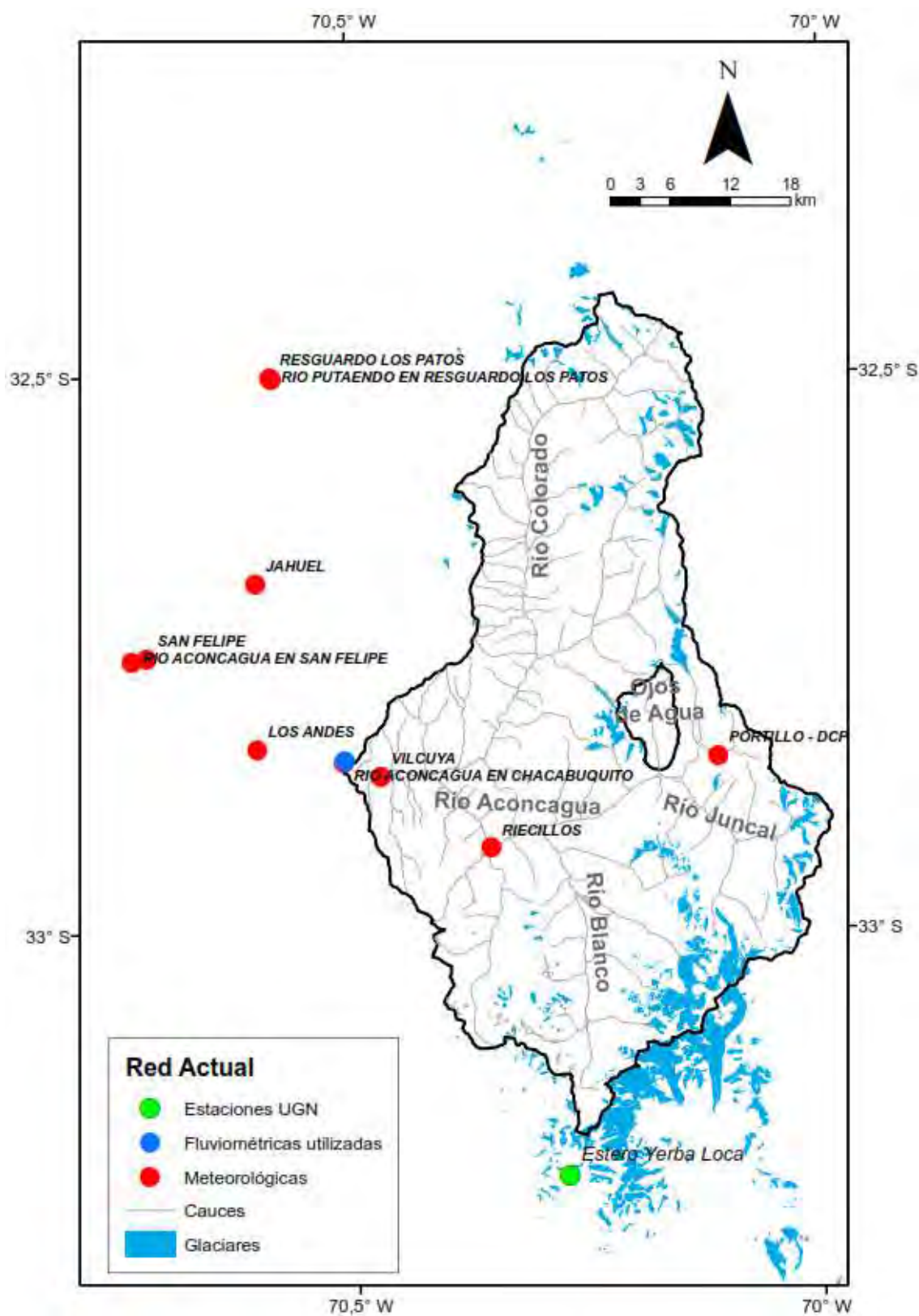


Figura 3-1: Red de monitoreo actual. Cuenca de Aconcagua en Chacabuco

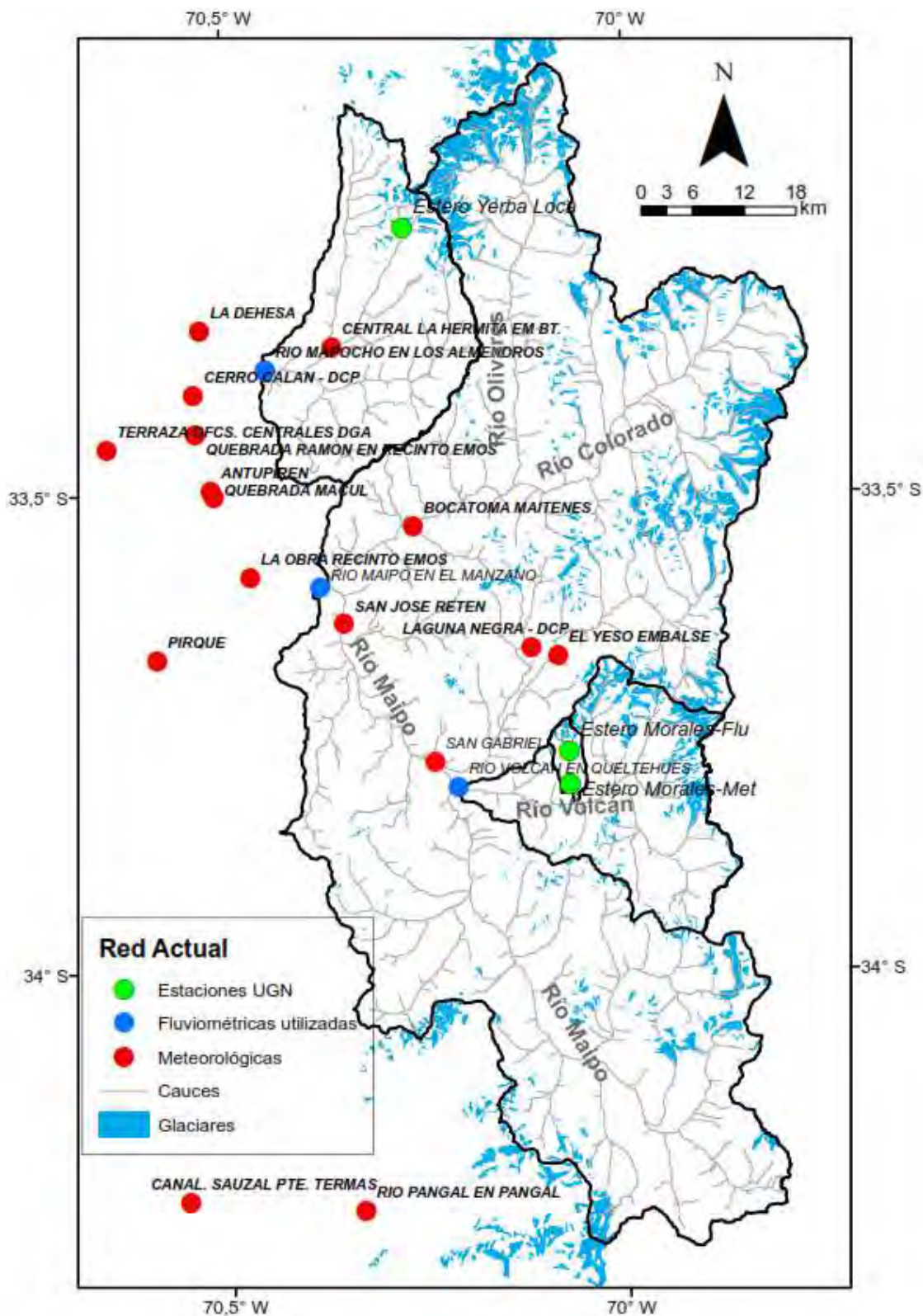


Figura 3-2: Red de monitoreo actual. Cuenca de Maipo en el Manzano

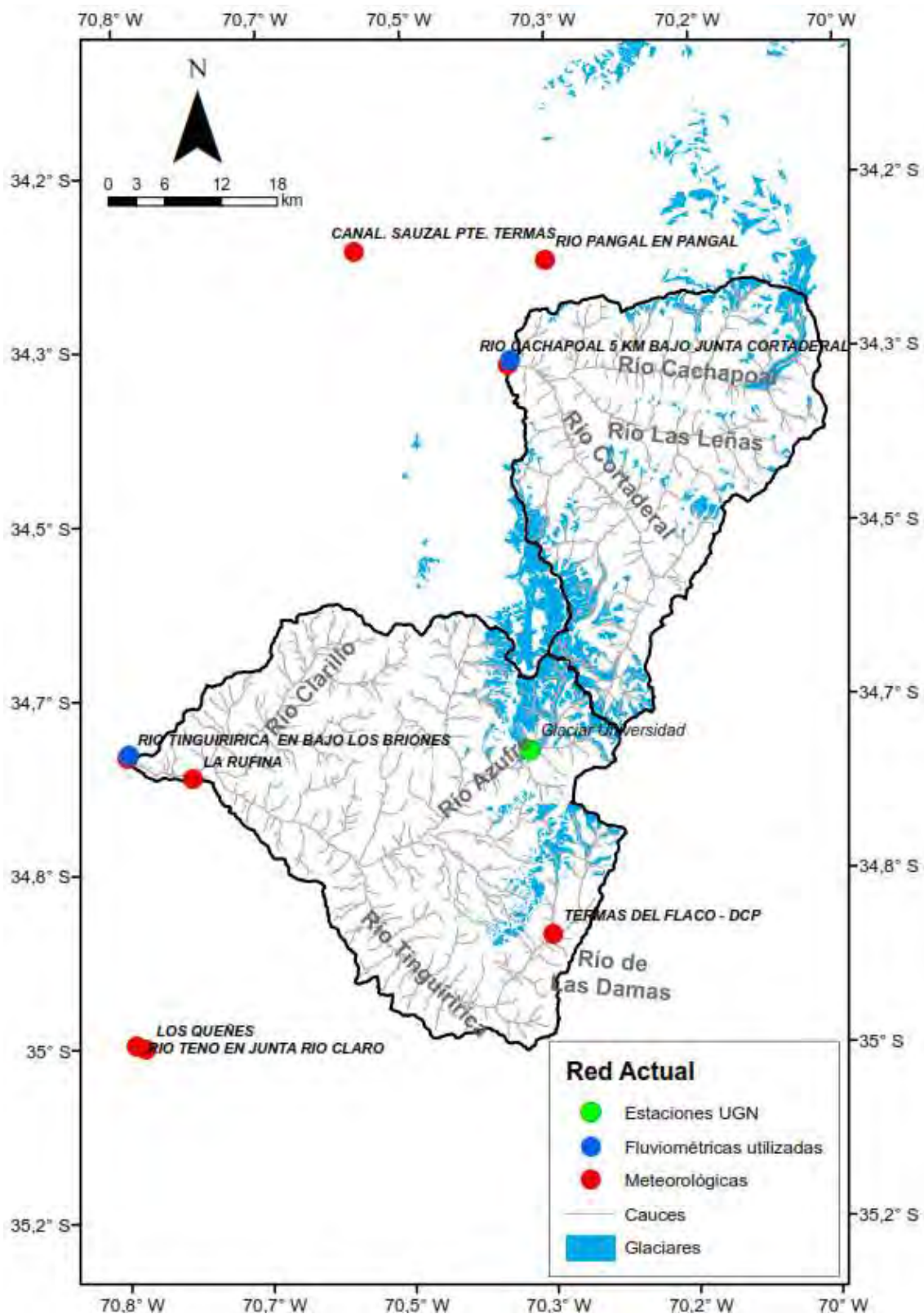


Figura 3-3: Red de monitoreo actual. Cuencas afluentes al río Rapel

3.2 Red de Monitoreo Propuesta

3.2.1 Criterios de Diseño

El principal objetivo de la red hidro-meteorológica propuesta es lograr un monitoreo apropiado de la esorrentía y de las variables que influyen en la extensión, formación y evolución del manto de nieve. Con esto, se busca satisfacer algunas necesidades de carácter operacional y/o económico. Por ejemplo: conocer el volumen de recursos hídricos almacenados en la cordillera al término de la temporada de acumulación. Por otro lado, también existen objetivos enfocados en la investigación científica, tales como la modelación hidrológica y el entendimiento detallado de los procesos físicos que determinan la formación y evolución del manto nival (RHMA, 2008). A futuro, podría considerarse la instalación de estaciones en cuencas pequeñas o piloto, con el fin de realizar estudios que permitan conocer fenómenos específicos o locales. Para este fin, las cuencas piloto elegidas en este estudio se presentan como una buena opción a considerar en el futuro.

Dadas las condiciones actuales de la red existente, se presentan dos ejes principales en base a los cuales se estructura el diseño propuesto:

- Complementar el monitoreo existente agregando instrumentos que monitoreen variables aún no medidas en los sitios donde ya existen estaciones operativas.
- Lograr una densidad de estaciones aceptable en las principales cuencas y sub-cuencas de la zona de estudio, identificando zonas con un escaso o nulo monitoreo y agregando, en aquellas zonas, sitios de medición nuevos.

De manera adicional, estos ejes pueden ser entendidos también como una secuencia lógica de puesta en marcha, ya que operacionalmente resulta más factible la instalación de nuevos instrumentos en estaciones operativas que la identificación y obtención de nuevos sitios de medición.

Para lograr un diseño uniforme de la red, se propone usar el estándar Snow Telemetry (SNOTEL), desarrollado por el Natural Resources Conservation Service del Departamento de Agricultura de EEUU (Natural Water and Climate Center, 2011). SNOTEL consiste en un sistema de monitoreo automático y en tiempo real de la cobertura nival y de las variables meteorológicas relacionadas. El estándar elegido es complementado con el diseño realizado por experiencias previas de la División de RHMA (RHMA, 2008) y recomendaciones de la Organización Meteorológica Mundial (Organización Meteorológica Mundial, 1994).

SNOTEL postula la utilización de dos tipos de estaciones, una de ellas de configuración básica y otra de configuración mejorada. Las variables a monitorear en cada una de dichas estaciones se indican a continuación:

- Configuración estándar: Consiste en la medición de temperatura del aire, precipitación, equivalente en agua del manto de nieve y espesor de la cobertura nival.
- Configuración mejorada o PLUS: Consiste en una estación estándar más la medición de la presión barométrica, humedad relativa del aire, humedad del suelo, temperatura del suelo, radiación solar y velocidad y dirección del viento.

La temperatura y humedad del suelo fueron excluidas de este diseño debido a la alta variabilidad espacial que presentan estas variables. Para captar esta variabilidad es necesario la instalación de numerosas estaciones, lo cual resulta difícil dadas las condiciones de la zona (RHMA, 2008).

De manera complementaria al estándar SNOTEL, se propone un segundo estándar basado en una modificación al original. Esta modificación consiste en medir la mayor parte de las variables que mide SNOTEL pero en sitios donde usualmente no se registran precipitaciones sólidas, es decir, se excluye de la medición al monitoreo nival (EA y espesor del manto). Así, estas estaciones se denominan de la siguiente forma:

- Estación termo-pluviométrica: Consiste en la medición de temperatura del aire y precipitación. Esta configuración está enfocada en la estimación de los gradientes.
- Estación meteorológica convencional: Consiste en una estación termo-pluviométrica más la medición de la presión barométrica, humedad relativa del aire, humedad del suelo, temperatura del suelo, radiación solar y velocidad y dirección del viento.

Por último, se agrega el monitoreo glaciar que realiza la UGN, el cual monitorea las variables de una estación SNOTEL PLUS más el caudal efluente del glaciar en estudio. Según se informó por parte de la UGN, actualmente se está estudiando la localización de varias estaciones de monitoreo glaciar en la zona y se decidió incluirlas en la presente propuesta. A modo de referencia, a estas estaciones se les denomina como estaciones de monitoreo glaciar.

A continuación, en función de los objetivos propuestos, se propone una serie de criterios con los que debe cumplir el diseño de la red de monitoreo, en cada cuenca principal del presente estudio.

- Debe existir al menos una estación SNOTEL por sobre los 2.500 msnm.
- Debe existir al menos una estación SNOTEL PLUS y una Convencional que permita estimar condiciones medias.
- Deben existir al menos dos estaciones que permitan estimar un gradiente de precipitación y temperatura.

Sumado a estos criterios, deben considerarse factores logísticos tales como la accesibilidad y la seguridad de instrumentos y recolectores de datos. Estos factores suelen ser importantes y pueden llegar a condicionar fuertemente la elección de la ubicación de las estaciones.

3.2.2 Red de Monitoreo Propuesta

La red propuesta, está formada por dos tipos de estaciones: estaciones ya existentes a las cuales se les agregan los instrumentos necesarios para alcanzar el estándar propuesto y estaciones situadas en localizaciones nuevas (Tabla 3-6 a Tabla 3-8).

Desde la Figura 3-4 a la Figura 3-6, se muestran en elipses rojas, las zonas que no están siendo monitoreadas actualmente, pero que no existe claridad acerca de los sitios exactos donde pueden ser instaladas las estaciones (cuencas de los ríos Colorado de Aconcagua, Colorado de Maipo y Maipo Alto). Esto se debe a la falta de accesos e información en la zona particular de estudio.

El resultado final del diseño realizado consiste principalmente en el aprovechamiento de los sitios de estaciones ya existentes para la instalación de nuevos instrumentos. Por otro lado, sugiere el establecimiento de nuevas estaciones en zonas que no cuentan con ningún tipo de monitoreo en una amplia área. El único sitio específico seleccionado corresponde a la ubicación de la estación denominada “Cortaderal”. Este sitio fue seleccionado por que se interna ampliamente en la cuenca del río del mismo nombre, y posee un acceso demarcado en la carta IGM correspondiente y apreciable en imágenes satelitales del software Google Earth.

Tabla 3-6 : Red de monitoreo propuesta. Cuenca del río Aconcagua

Nombre	Ubicación			Tipo de estación	Variable									Observaciones
	N	E	Z [msnm]		1	2	3	4	5	6	7	8	9	
Río Aconcagua en Chacabucito	6.364.443	358.630	950	Convencional	o	o	■	■				■	o	Considerando los instrumentos ya instalados y la cercanía de ambas estaciones se construyó una estación Básica-Plus con ambas estaciones
Vilcuya	6.363.108	362.369	1.100		o	o			o		o			
Riecillos-DCP	6.356.031	373.429	1.290	Termo-pluviométrica	o	■								Se agrega una medición de temperatura para estimar el gradiente
Portillo	6.365.314	396.075	3.000	SNOTEL-PLUS sin medición de suelo	■	o	■	■		o	■	■		Se elige como estación SNOTEL-PLUS de la cuenca
Colorado (*)	-	-	-	SNOTEL Estándar	■	■				■				Se agrega para conocer las condiciones de la cuenca del río Colorado
Glaciar Monos de Agua (**)	6.348.886	399.845	3.154	Glaciar	■	■	■	■		■	■	■	■	Agregada siguiendo las recomendaciones de la UGN para monitoreo glaciar

(*): Sector aproximado

(**): Coordenadas del área glaciar a monitorear

Tabla 3-7: Red de monitoreo propuesta. Cuenca de los ríos Mapocho y Maipo

Nombre	Ubicación			Configuración	Variable									Observaciones
	N	E	Z [msnm]		1	2	3	4	5	6	7	8	9	
Mapocho en Los Almendros	6.306.686	365.332	990	Convencional	o	o	■	■	■		■	■	o	Se elige como estación Básica-PLUS de la cuenca
Central La Hermita en BT	6.309.437	373.089	1.350	Termo-pluviométrica	o	■								Se agrega una medición de temperatura para estimar el gradiente
Olivares Beta (**)	6.330.857	391.576	3.800	Glaciar	■	■	■	■		■	■	■	■	Agregada siguiendo las recomendaciones de la UGN para monitoreo glaciar
Estero Yerba Loca	6.323.382	381.296	3.250	Glaciar	o	o	o	o		o	o	■	o	Se agrega una medición de presión
Colorado (*)	-	-	-	SNOTEL Estándar	■	■				■				Se agrega para conocer las condiciones de la cuenca del río Colorado
Bocatoma Maitenes	6.288.695	382.589	1.200	Termo-pluviométrica	o	■								Se agrega una medición de temperatura para estimar el gradiente
San José Retén	6.277.304	374.585	970	Termo-pluviométrica	o	■								Se agrega una medición de temperatura para estimar el gradiente
El Yeso Embalse	6.273.690	399.473	2.475	SNOTEL PLUS	o	o	o	o	o					Considerando los instrumentos ya instalados y la cercanía de ambas estaciones se construyó una estación SNOTEL-Plus con ambas estaciones. Su altitud se considera similar a los 3000 msnm
Laguna Negra-DCP	6.274.609	396.424	2.780			o		o		o	■	■		
Maipo en Las Hualtatas	6.239.310	393.973	1.820	Termo-pluviométrica	■	■							o	Se agrega una medición de precipitación y temperatura para estimar los gradientes
Glaciar San Francisco	6.262.634	400.772	2.480	Glaciar									o	Se agrega una medición de precipitación y presión
Estero Morales	6.258.841	400.931	2.220	Glaciar	■	o	o	o		o	o	■		
Maipo Alto (*)	-	-	-	SNOTEL Estándar	■	■				■				Se agrega para conocer las condiciones de la cuenca del río Colorado

(*): Sector aproximado

(**): Coordenadas del área glaciar a monitorear

Tabla 3-8 : Red de monitoreo propuesta. Cuenca de los ríos Cachapoal y Tinguiririca

Nombre	Ubicación			Configuración	Variable									Observaciones
	N	E	Z [msnm]		1	2	3	4	5	6	7	8	9	
Río Cachapoal 5km bajo junta Cortaderal	6.198.201	373.199	1.127	Convencional	o	■	■	■	■		■	■	o	Se elige como estación Básica-PLUS de la cuenca
Cerro Asava (**)	6.170.449	373.459	-	Glaciar	■	■	■	■		■	■	■	■	Agregada siguiendo las recomendaciones de la UGN para monitoreo glaciar
Cortaderal (*)	6.182.031	386.013	1.710	SNOTEL Estándar	■	■				■			■	Se agrega una medición de precipitación y temperatura para estimar los gradientes. Se agrega una posible medición de caudal para sub-cuencas glaciares
Tinguiririca en bajo Los Briones	6.156.358	332.571	560	Convencional	o	■	■	■	■		■	■	o	Se elige como estación Básica-PLUS de la cuenca
Termas del Flaco - DCP	6.137.793	378.044	2.650	SNOTEL Plus	■	o	■	o		o	■	■		Se elige como estación SNOTEL-PLUS de la cuenca
Glaciar Universidad	6.157.283	375.559	2.453	Glaciar	■	o	o	o		o	o	■		Se agrega una medición de precipitación y presión
Glaciar Cipreses (**)	6.179.277	368.951	2.802	Glaciar	■	■	■	■		■	■	■	■	Agregada siguiendo las recomendaciones de la UGN para monitoreo glaciar

(*): Sector aproximado

(**): Coordenadas del área glaciar a monitorear

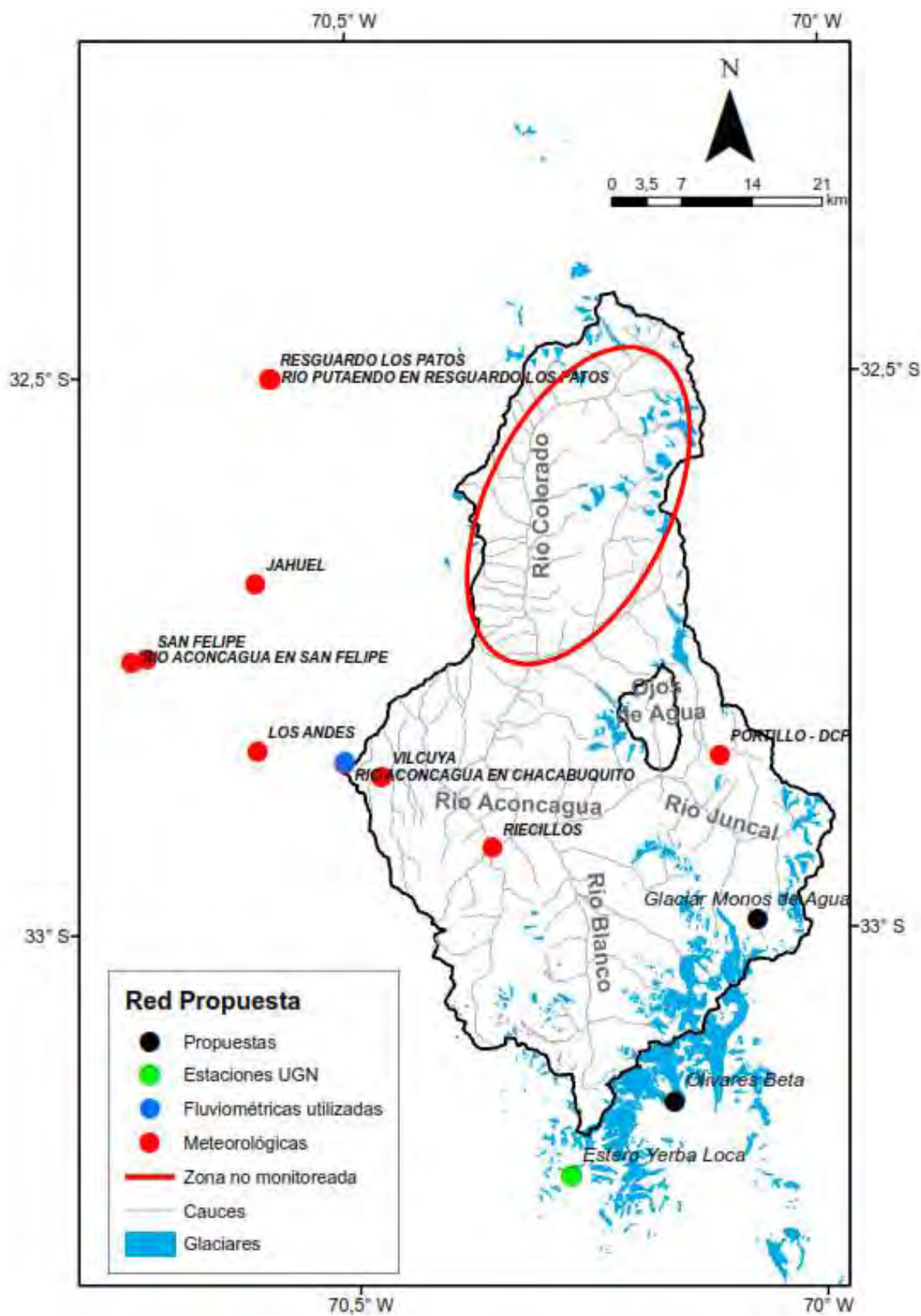


Figura 3-4: Red de monitoreo propuesta. Cuenca del río Aconcagua

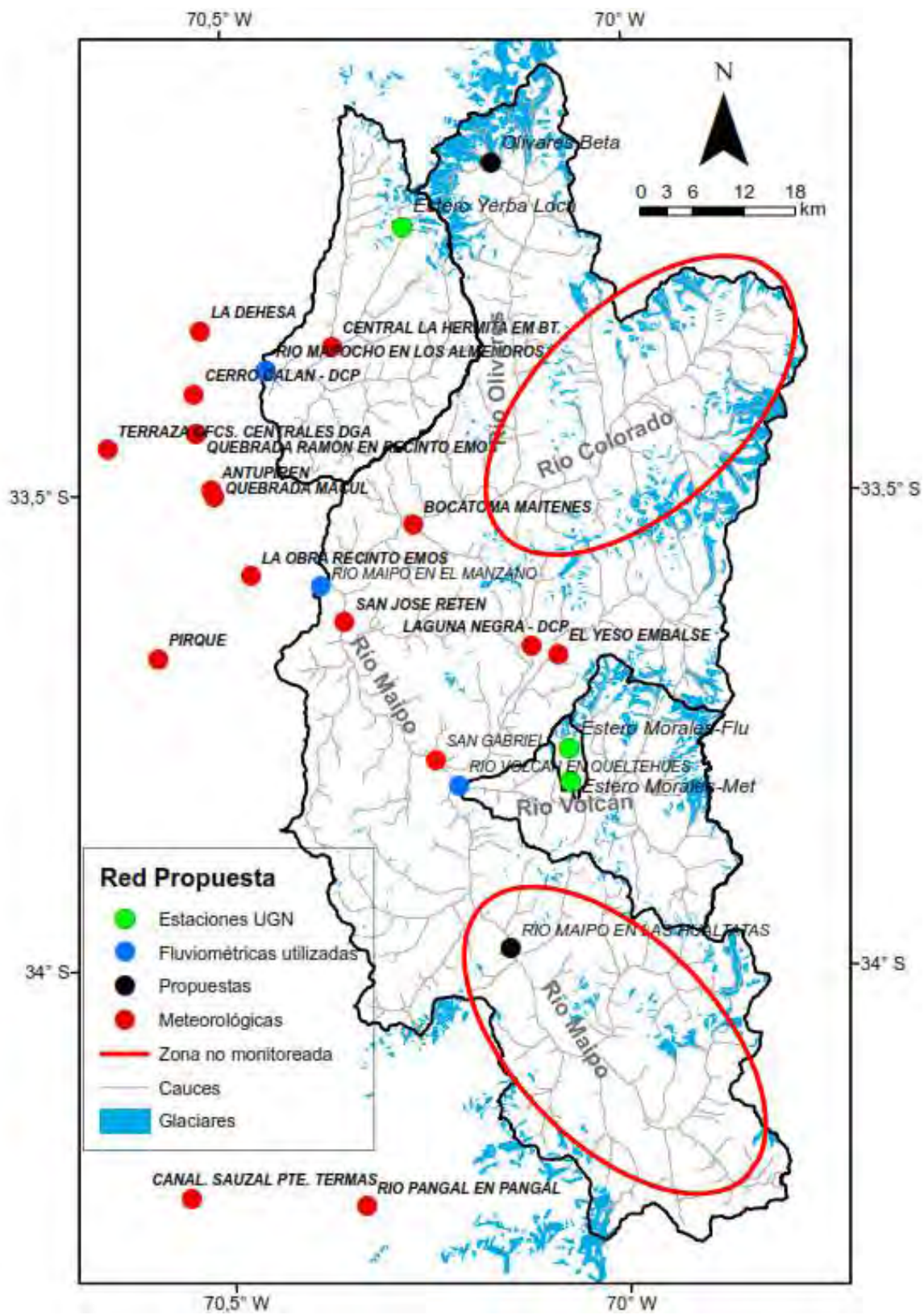


Figura 3-5: Red de monitoreo propuesta. Cuenca de los ríos Mapocho y Maipo

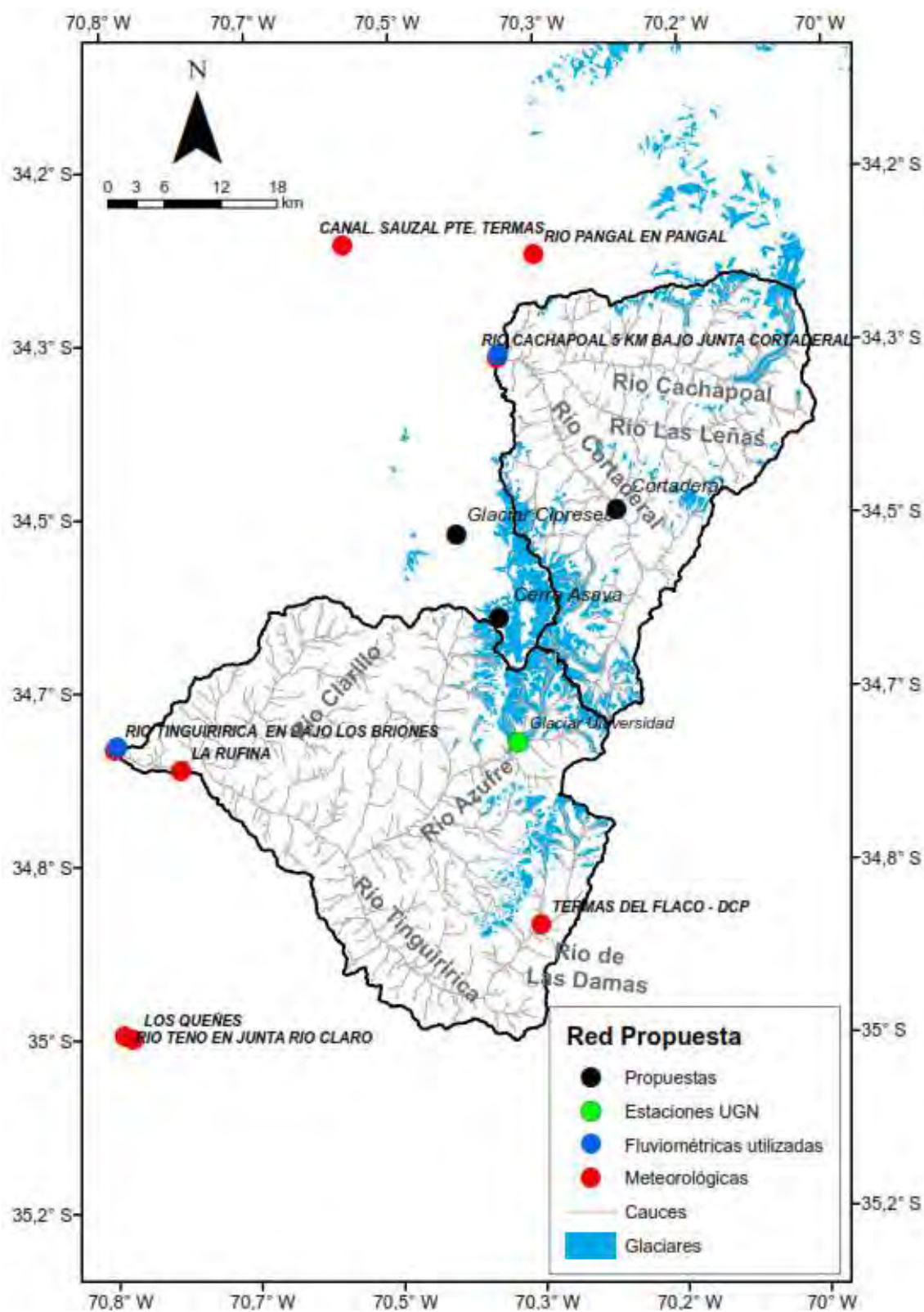


Figura 3-6: Red de monitoreo propuesta. Cuenca de los ríos Cachapoal y Tinguiririca

4. DISTRIBUCIÓN ESPACIAL DE VARIABLES METEOROLÓGICAS PARA LA MODELACIÓN HIDROLÓGICA

4.1 Precipitación

La precipitación suele ser la variable de entrada más determinante para la simulación de los volúmenes anuales de escorrentía superficial en un modelo hidrológico. Por esto, la ausencia de estaciones de monitoreo en las zonas más elevadas complica el proceso de modelación hidrológica, haciendo de gran relevancia a la metodología de distribución espacial de precipitación.

En el presente trabajo, se realizó una distribución basada en gradientes lineales y en una estimación indirecta de la precipitación en las zonas sin información mediante balances hídricos anuales, los cuales suponen que el volumen anual de entrada es igual al de salida (Ecuación 4-1) o, en términos precisos, que la precipitación total (P) es igual al volumen de escorrentía superficial (Q) más la masa de agua perdida como evapotranspiración (ET).

$$P = Q + ET \quad 4-1$$

De las observaciones en la estación fluviométrica de salida, se tiene el volumen anual de escorrentía superficial, mientras que la evapotranspiración total anual puede ser estimada mediante fórmulas empíricas.

Como una primera aproximación al cálculo de la evapotranspiración, se usa el método de Turc (Turc, 1954), expresado según la Ecuación 4-2, donde el término L se calcula según la Ecuación 4-3. El método de Turc está basado en una relación empírica entre la evapotranspiración y la temperatura. La radiación suele tener un efecto importante también, pero suele encontrarse significativamente correlacionada con la temperatura. Si bien la estimación de la evapotranspiración usando sólo la temperatura como fuente de energía no es totalmente correcta, sí se recomienda en ciertos casos cuando la información meteorológica es escasa (Shuttleworth, 1993).

$$ET = \frac{P}{\sqrt{0,9 + \left(\frac{P}{L}\right)^2}} \quad 4-2$$

$$L = 300 + 25 \cdot T + 0,05 \cdot T^3 \quad 4-3$$

Posteriormente, una vez calibrada la distribución mensual de los caudales en el modelo hidrológico, se re-calculó el balance hídrico utilizando la ecuación de Penman-Monteith (Allen, R.G.; Pereira L.S.; Raes, D.; Smith, M., 1998), la cual se encuentra expresada en la Ecuación 4-4. Este método, se encuentra integrado en el software WEAP (el modelo WEAP es explicado en detalle en el Capítulo 5). La fórmula de Penman-Monteith entrega la

evapotranspiración potencial (ET_0) y además de la temperatura, necesita también registros de radiación, viento y humedad. Debido a la falta de datos respecto a estas variables, para el cálculo de esta fórmula es necesario realizar supuestos y estimaciones en base a la temperatura y a las características geográficas.

$$ET_0 = \frac{0,408(R_n - G) + \gamma \frac{900}{T + 273} u_2 (e_s - e_a)}{\gamma(1 + 0,34u_2)} \quad 4-4$$

Donde:

ET_0 : Evapotranspiración potencial;

R_n : Radiación neta;

G : Densidad de flujo de calor del suelo;

T : Temperatura media diaria;

u_2 : Velocidad del viento a dos metros sobre el suelo;

e_s : Presión de saturación de vapor de agua;

e_a : Presión de vapor;

Δ : Pendiente de la curva de presión de vapor;

γ : Constante psicométrica;

Una vez calculada la precipitación total de la cuenca, se modeló la distribución espacial de precipitación en base a dos gradientes lineales a nivel anual (Tabla 4-1 y Figura 4-1). El primero es calculado en la zona con información disponible, la cual corresponde al área que se encuentra por debajo de la estación meteorológica más elevada de la cuenca respectiva. El segundo gradiente, es forzado de manera que se logre un cierre del balance hídrico anual. A modo de referencia, estos gradientes son denominados como gradiente inferior (∇_{inf}) y superior (∇_{sup}). Si bien es una hipótesis que debe complementarse con observaciones y otros cálculos, a modo de referencia se agrega una línea de tendencia lineal al gradiente superior de las cuencas de Aconcagua y Maipo. Esta tendencia posee un signo negativo en ambas cuencas. Sin embargo, en el caso del Aconcagua, más que una tendencia se observan tres o cuatro años de gradientes superiores muy por debajo del cero.

En general, los valores de los gradientes fluctúan entre 0 a 3 mm/m. Los valores más elevados son observados en la cuenca del Tinguiririca y podrían estar dando cuenta de grandes acumulaciones nivales que son congruentes con los núcleos de formación de hielos en el sector Norte, cercano al glaciar Universidad. Por otro lado, en el Aconcagua se observan valores por fuera de este rango, mostrando gradientes negativos que podrían estar relacionados

con efectos orográficos de barrera recientemente detallados en otros estudios (Viale & Nuñez, 2011). En éstos, se explica que debido a la gran altura de la cordillera en esta cuenca, los frentes de precipitación suelen descargar gran parte de su masa en los primeros sectores de la cordillera, dejando con una menor cantidad a los sectores interiores, definiendo un máximo alrededor de los 3.000 msnm, que coincide con la separación entre gradiente inferior y superior.

Así, el término de la precipitación (P) es separado en dos (Ecuación 4-5): la precipitación que ocurre en la zona baja y con información (área bajo la cota denominada z^* , correspondiente a la cota de la estación meteorológica más elevada) y la que ocurre en la zona alta sin información (P_{inf} y P_{sup} , respectivamente).

De esta manera, la precipitación puede ser calculada en cualquier punto de la cuenca mediante las ecuaciones 4-6 y 4-7. Donde los términos P_{base} y z_{base} representan, respectivamente, a la precipitación total anual y la elevación medidas en la estación meteorológica base.

$$P = P_{inf} + P_{sup} \quad 4-5$$

$$P(z < z^*) = P_{base} + \nabla_{inf} \cdot (z - z_{base}) \quad 4-6$$

$$P(z \geq z^*) = P(z = z^*) + \nabla_{sup} \cdot (z - z^*) \quad 4-7$$

Al suponer un balance neutro, es decir, que los volúmenes de entrada son iguales a los de salida se está despreciando cualquier forma de almacenamiento al interior de la cuenca. Ya que se trata de una zona de cordillera, de suelo rocoso y donde no existen embalses importantes capaces de realizar una regulación inter-anual, este supuesto es bastante plausible para almacenamientos subterráneos y superficiales. Sin embargo, el efecto de los glaciares sí puede ser importante. Por ejemplo, se ha demostrado que en la cuenca del río Aconcagua se han registrado disminuciones de un 20% (aprox.) en el área glaciar (Bown, Rivera, & Acuña, 2008) y en años secos se ha estimado que los glaciares aportan un porcentaje importante del flujo total (Peña & Nazarala, 1987). Por otro lado, considerando que tanto el área total las cuencas, como los volúmenes de escorrentía registrados son de magnitudes importantes, es posible que el supuesto de balance neutro sea correcto la mayor parte del tiempo.

Con los gradientes superiores e inferiores calculados, es posible estimar la precipitación en ambos sectores de la cuenca (Figura 4-2). En general, puede verse que existe una correspondencia entre los gradientes superior e inferior, con excepción de la cuenca del río Aconcagua, donde se aprecian algunos años de tendencia contraria, producto de fuertes gradientes superiores negativos (años hidrológicos 96-97, 99-00 y 09-10), que coinciden con años de características secas. Los gradientes superiores parecen aumentar al considerar cuencas de mayor latitud.

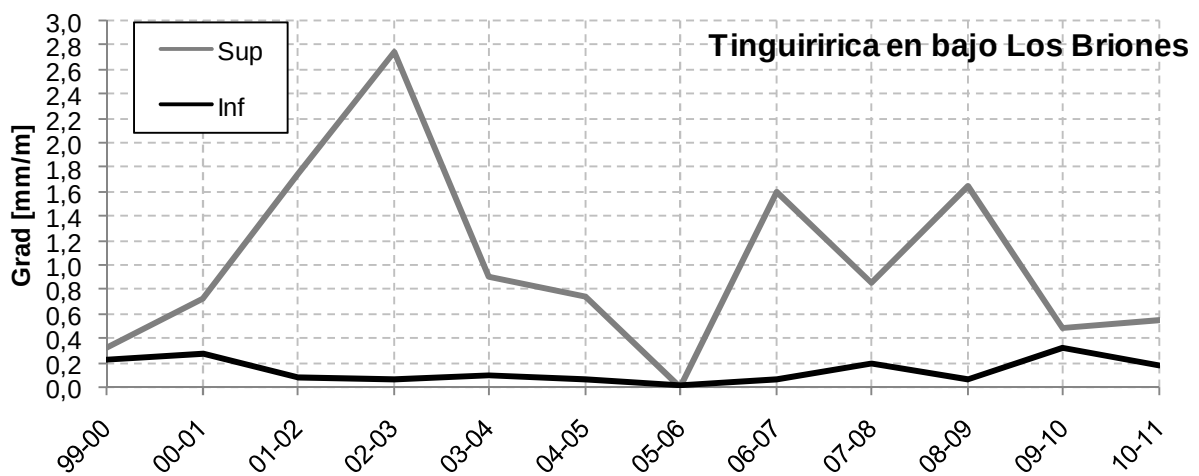
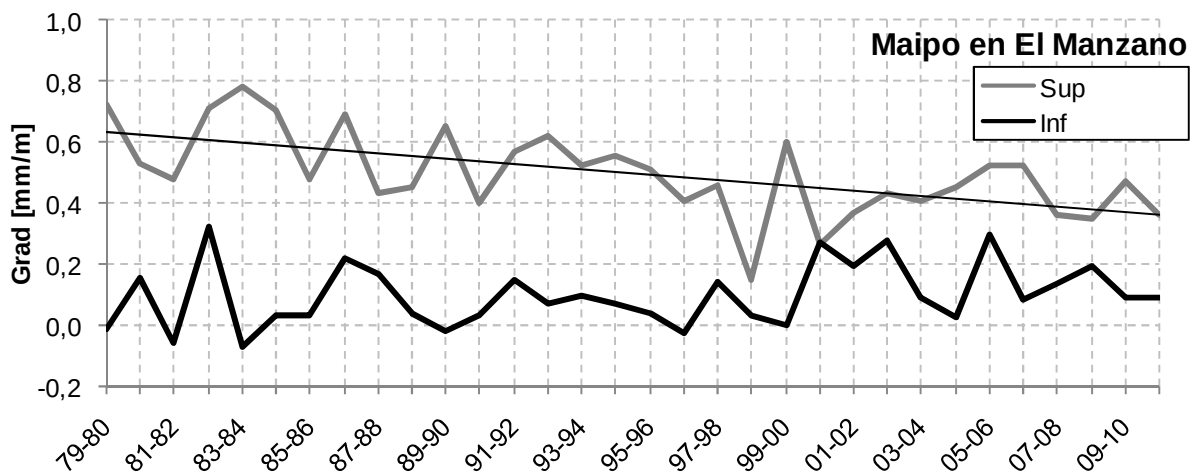
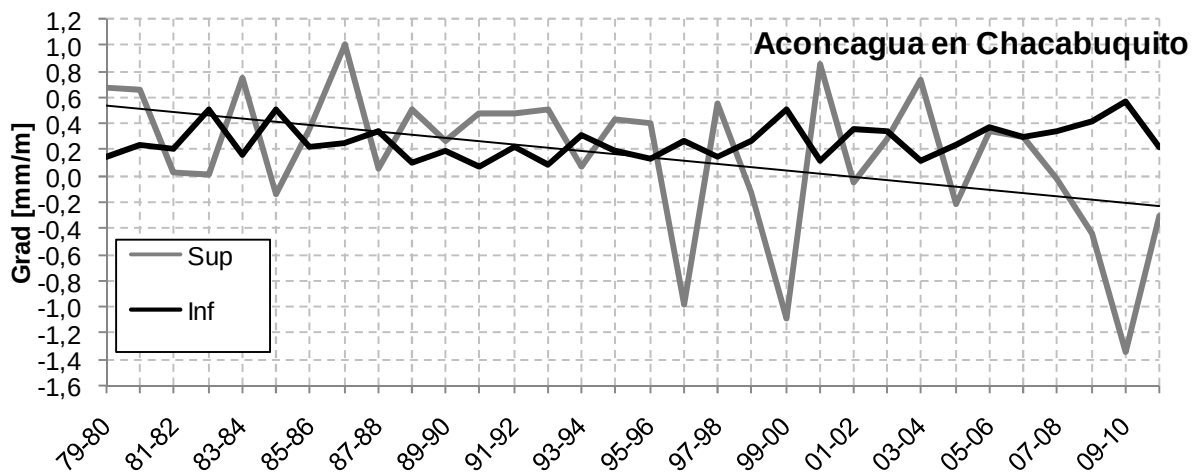


Figura 4-1: Serie de tiempo de gradientes inferiores y superiores

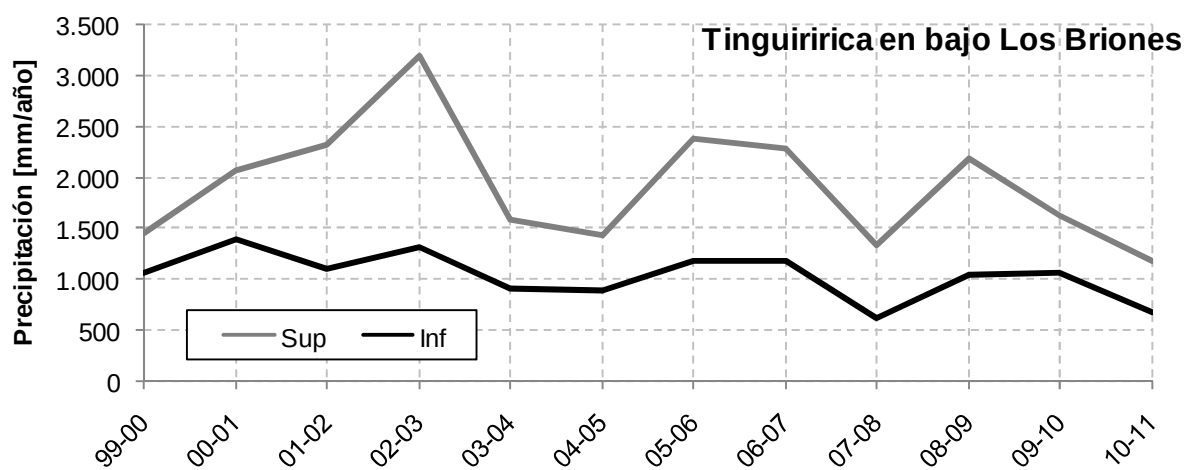
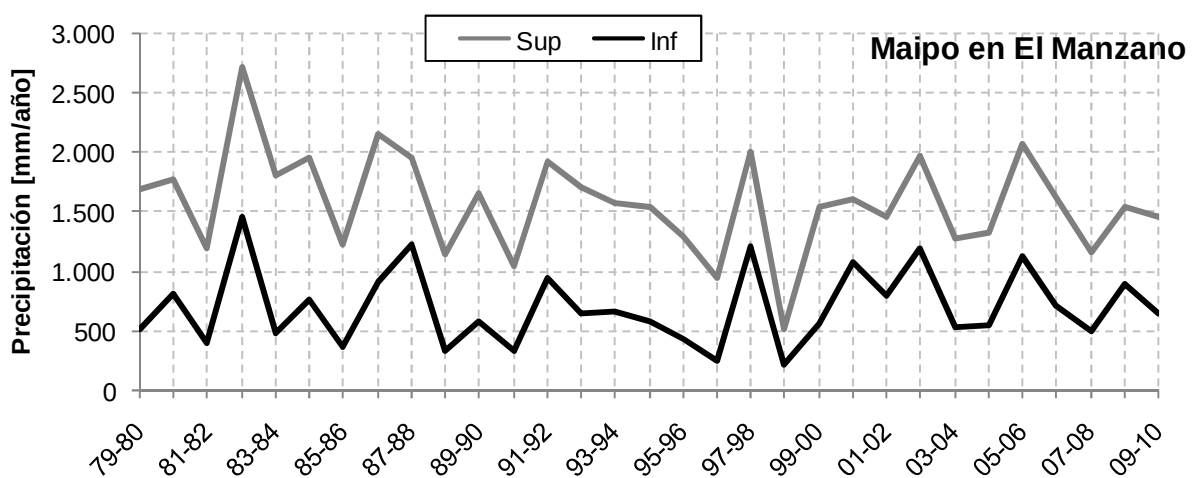
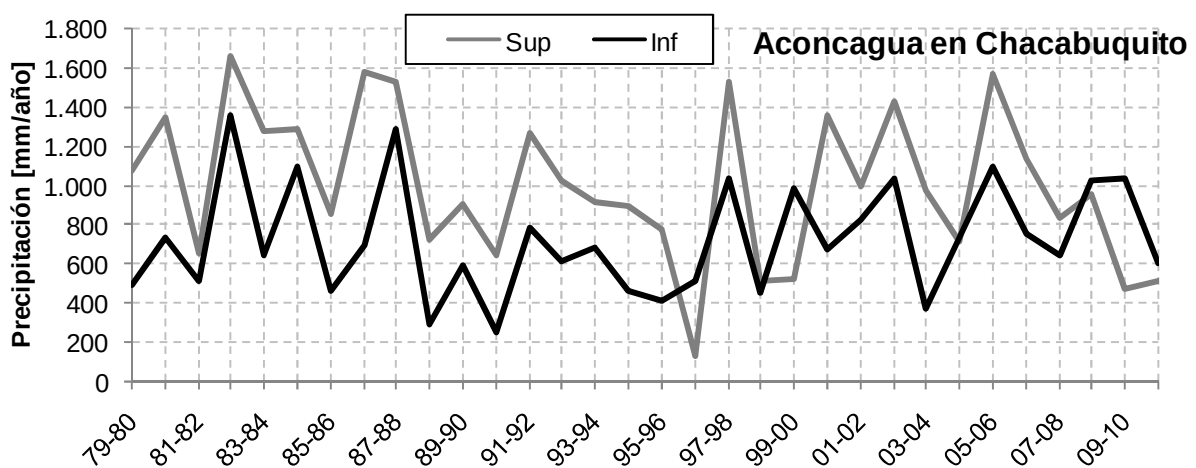


Figura 4-2: Serie de tiempo de precipitación en sectores superiores e inferiores

Tabla 4-1: Gradientes de precipitación anuales [mm/1.000m]

Año	Cuenca								
	Aconcagua		Mapocho		Maipo-Volcán		Cachapoal	Tinguiririca	
	Inf <3.000 msnm	Sup >3.000 msnm	Inf <3.100 msnm	Sup >3.100 msnm	Inf <2.475 msnm	Sup >2.475 msnm	Gradiente único	Inf <2.650 msnm	Sup >2.650 msnm
79-80	51	670	31	736	-14	720			
80-81	231	650	77	21	154	530			
81-82	203	25	35	685	-56	480			
82-83	505	0	314	-1.169	323	710			
83-84	157	750	58	1.024	-71	780			
84-85	506	-150	79	412	34	700			
85-86	224	350	47	842	34	480			
86-87	254	1.000	108	520	218	690			
87-88	335	50	221	-730	171	430			
88-89	105	510	34	1259	42	450			
89-90	186	268	116	-72	-17	650	570		
90-91	69	480	42	1.399	34	400	431		
91-92	222	480	271	-825	146	570	749		
92-93	86	500	84	234	68	616	630		
93-94	312	60	86	386	96	520	759		
94-95	193	430	55	755	70	552	657		
95-96	126	400	32	923	41	510	505		
96-97	263	-990	40	242	-25	410	225		
97-98	140	555	164	-1.169	144	460	690		
98-99	272	-130	30	888	31	150	593		
99-00	503	-1.100	49	372	3	600	442	219	320
00-01	119	850	175	-985	272	265	774	268	720
01-02	357	-50	71	493	191	370	707	87	1.750
02-03	335	270	74	569	279	430	763	70	2.750
03-04	107	730	109	413	94	410	606	95	900
04-05	237	-220	46	-167	29	450	490	62	750
05-06	375	330	82	-9	294	520		17	0
06-07	289	290	86	118	83	520		71	1.600
07-08	338	-20	117	66	138	360		184	850
08-09	422	-440	97	632	197	350		60	1.650
09-10	569	-1.350	61	671	89	470		317	480
10-11	224	-310			94	360		180	550
Promedio	263	153	93	275	100	497	599	136	1.027
Estaciones utilizadas	Vilcuya Riecillos Portillo		Cerro Calán Barros Negros		Pirque San José San Gabriel El Yeso		Rengo Pangal	Tinguiririca en bajo Los Briones La Rufina Termas del Flaco	

4.2 Temperatura.

Para la temperatura, se utilizaron gradientes mensuales calculados a partir de la información meteorológica de cada cuenca. En la Tabla 4-2 se presenta un resumen de los datos mediante el gradiente promedio anual.

Debido a que la temperatura, en general, suele tener una distribución espacial más uniforme (Miller, 1976) los gradientes determinados en las estaciones base se supusieron válidos para la zona superior de las cuencas. En cada cuenca, si se contaba con al menos dos estaciones, se calculó un gradiente observado para cada mes. En los casos en que no se contaba con estos datos, se usó el gradiente medio del mes estimado mediante las temperaturas medias históricas (Tabla 4-2).

Tabla 4-2: Gradientes mensuales promedio de temperatura [°C/100m]

Mes	Cuenca				
	Aconcagua	Mapocho	Maipo-Volcán	Cachapoal	Tinguiririca
Abr	-0,50	-0,50	-0,21	-0,21	-0,29
May	-0,52	-0,52	-0,26	-0,26	-0,28
Jun	-0,49	-0,49	-0,32	-0,32	-0,32
Jul	-0,46	-0,46	-0,35	-0,35	-0,36
Ago	-0,50	-0,50	-0,37	-0,37	-0,36
Sep	-0,51	-0,51	-0,36	-0,36	-0,43
Oct	-0,54	-0,54	-0,33	-0,33	-0,39
Nov	-0,56	-0,56	-0,31	-0,31	-0,41
Dic	-0,58	-0,58	-0,29	-0,29	-0,41
Ene	-0,58	-0,58	-0,26	-0,26	-0,39
Feb	-0,56	-0,56	-0,23	-0,23	-0,29
Mar	-0,54	-0,54	-0,20	-0,20	-0,30
Anual	-0,53	-0,53	-0,30	-0,30	-0,41
Estaciones utilizadas	Aconcagua en Chacabucuito Vilcuya Portillo	Extendido desde Aconcagua	Pirque El Yeso	Extendido desde Maipo	Rengo Termas del Flaco

5. MODELACIÓN HIDROLÓGICA

Para modelar hidrológicamente las cuencas seleccionadas, se usaron los modelos WEAP (Water Evaluation And Planning system) y FTXZ. Mientras el primero corresponde a un modelo de base física que posee un esquema espacial semi-distribuido, el segundo está basado en relaciones estadísticas y funciones de transferencia. De manera adicional, en el Anexo A, se muestran las principales características del modelo VIC (Variable Infiltration Capacity), el cual posee una modelación de base física de características más complejas a la de WEAP, incluyendo un esquema espacial distribuido. Dada la cantidad y el detalle de los datos necesarios para modelar de manera completa una cuenca en VIC, en este estudio sólo se incluyó una modelación preliminar de la cuenca del río Aconcagua en Chacabucito, la cual es detallada también en este Anexo.

5.1 Modelo WEAP

5.1.1 Descripción

Water Evaluation and Planning system o WEAP (Yates, Sieber, Purkey, & Huber-Lee, 2005), es una herramienta computacional desarrollada inicialmente por el Stockholm Environment Institute (SEI) y continuada y administrada, hasta la actualidad, por su centro en EEUU (SEI-US). Su objetivo principal es proveer de una herramienta integrada para el manejo de sistemas de recursos hídricos. Si bien, este objetivo está enfocado en la administración del recurso, posee un modelo hidrológico acoplado que genera, en base a variables meteorológicas de entrada, la escorrentía superficial afluente a los sistemas hídricos correspondientes.

A partir de su origen, WEAP ha sido utilizado ampliamente de manera regional (Condom, et al., 2011; Purkey, Huber-Lee, Yates, Hanemann, & Herrod-Julius, 2007; Groves, Yates, & Tebaldi, 2008). Sus aplicaciones han sido enfocadas principalmente en manejo de recursos para la hidroelectricidad, el sector agrícola y ecosistemas, e impactos del cambio climático. En Chile, WEAP ya ha sido utilizado por el Centro de Cambio Global de la Pontificia Universidad Católica de Chile (<http://cambioglobal.uc.cl>) y por la División de RHMA (Vicuña, Garreaud, & McPhee, 2010; CEPAL, 2009).

El modelo hidrológico incorporado en WEAP corresponde a un esquema semi-distribuido donde se definen unidades hidrológicas (catchments), al interior de las cuales se tienen las mismas características hidro-meteorológicas. Para simular el proceso de precipitación-escorrentía en cada unidad hidrológica, WEAP se basa en un esquema de dos estanques subterráneos capaces de generar distintas componentes de la escorrentía (Figura 5-1 y Tabla 5-1) y que representan las condiciones de humedad del suelo.

En cada paso de tiempo, WEAP resuelve las ecuaciones de balance de masa en cada estanque (Ecuaciones 5-1 y 5-2) resultantes de la Figura 5-1. En tanto, la evapotranspiración potencial

(ET_0) es calculada con el método de Penman-Monteith (Allen, R.G.; Pereira L.S.; Raes, D.; Smith, M., 1998).

En WEAP, los volúmenes de agua que ingresan a los estanques son evacuados de los mismos proporcionalmente a la conductividad de cada uno. En general, al estanque superior se le calibra una conductividad superior a la del inferior, dando origen al flujo intermedio y base, respectivamente. En tanto, la escorrentía superficial y directa es originada en los eventos extremos en proporción a la saturación del estanque superior.

Para representar la acumulación y el derretimiento de nieve, WEAP usa una adaptación del método grado-día fijando dos parámetros, correspondientes a la temperatura de congelamiento (T_c) y derretimiento (T_d). Teóricamente, ambas poseen el valor de 0°C , pero debido a las diferencias de escalas temporales, incertezas en el resto de los parámetros o falta de información meteorológica adecuada, estos parámetros deben ser calibrados, usualmente alrededor de los -5 y 5°C , respectivamente.

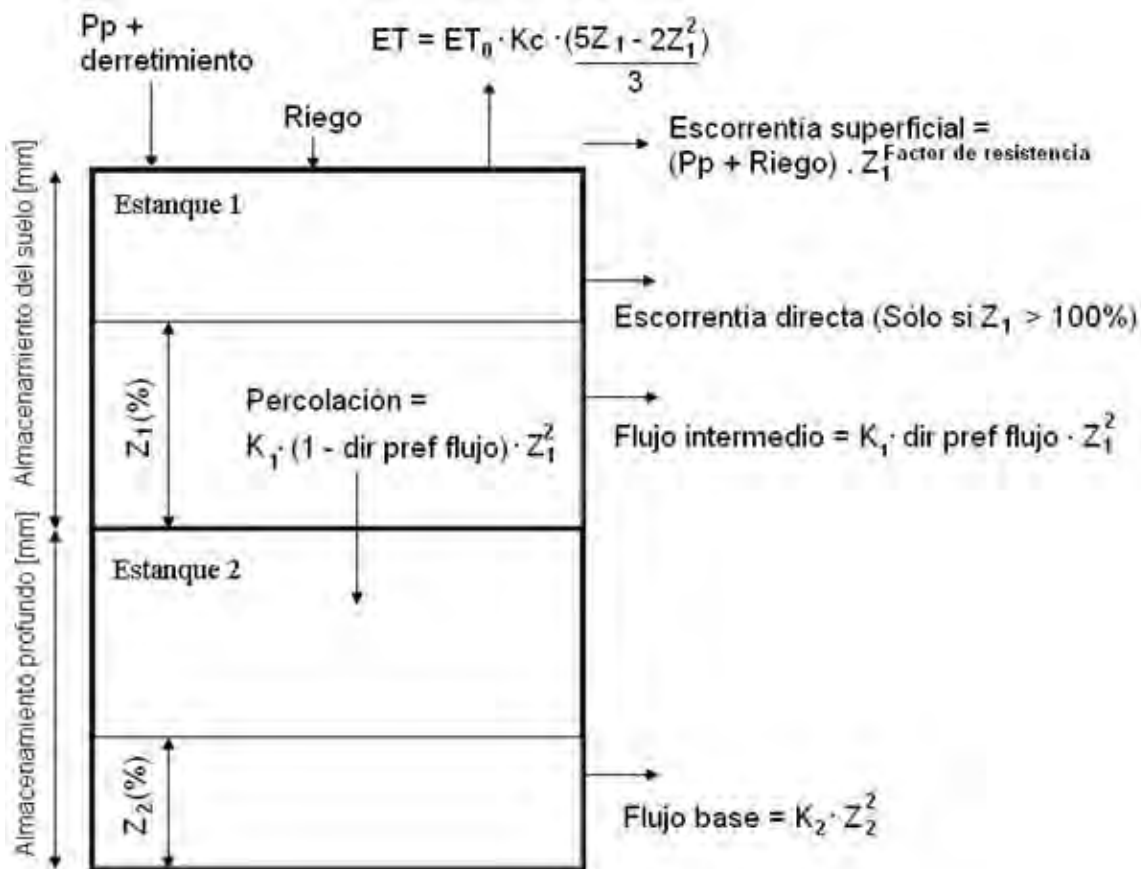


Figura 5-1: Esquema del modelo hidrológico integrado en software WEAP

Tabla 5-1: Clasificación general de parámetros y variables del modelo WEAP

Uso de Suelo	Variables de Entrada	Área de la cuenca
		Coefficiente de cultivo (Kc)
	Parámetros internos del modelo (a calibrar)	Almacenamiento del suelo, estanque superior (Z1max)
		Almacenamiento profundo, estanque inferior (Z2max)
		Conductividad de la zona radicular o estanque 1 (K1)
		Conductividad de la zona profunda o estanque 2 (K2)
		Dirección preferencial del flujo (dir pref flujo)
		Almacenamiento inicial en el estanque 1 (Z1 inicial)
		Almacenamiento inicial en el estanque 2 (Z2 inicial)
Clima	Variables de entrada (series de tiempo promediadas al paso de tiempo usado, Ej: medias mensuales, medias diarias, etc.)	Precipitación
		Temperatura
		Latitud
		Humedad Relativa del Aire (puede ser omitida)
		Velocidad Media del Viento (puede ser omitida)
		Fracción Nublada Media (puede ser omitida)
		Radiación Media (puede ser omitida)
	Parámetros internos del modelo (a calibrar)	Nivel de nieve inicial
		Temperatura de Fusión de la Nieve
		Temperatura de derretimiento de la nieve
		Albedo de Nieve Antigua
		Albedo de Nieve Nueva
Cauces Naturales	Variables de entrada	Series históricas de caudal (para calibración)

Donde:

Pp : Precipitación Líquida;

ET : Evapotranspiración Real;

ET_0 : Evapotranspiración Potencial;

K_c : Coeficiente de cultivo;

Z_1 : Porcentaje de la capacidad del estanque superior utilizada;

Z_2 : Porcentaje de la capacidad del estanque inferior utilizada;

K_1 : Conductividad del estanque superior;

K_2 : Conductividad del estanque inferior;

Dir.pref.flujo: Dirección preferencial del flujo. Determina la fracción de flujo vertical y horizontal saliendo desde el primer estanque.

$$Z_{1\max} \frac{dZ_1}{dt} = \left[P_e(t) - ET_0 k_c \frac{(5Z_1 - 2Z_1^2)}{3} \right] - P_e(t) Z_1^{FR} - f K_1 Z_1^2 - K_2 (1 - f) Z_1^2 \quad 5-1$$

$$Z_{2\max} \frac{dZ_2}{dt} = K_2 (1 - f) Z_1^2 - K_2 Z_2^2 \quad 5-2$$

Donde:

P_e : Precipitación líquida más derretimiento;

f : Dirección preferencial del flujo.

La entrada de agua al primer estanque está dada por el término P_e , el cual considera tanto la precipitación líquida registrada como el derretimiento de la cobertura nival (Ecuaciones 5-3 y 5-4).

$$P_{e(t)} = (A_c(t) + Pp(t)) M_c \quad 5-3$$

$$m_c = \begin{cases} 0, & T_i < T_c \\ 1, & T_i \geq T_d \\ \frac{T_i - T_c}{T_d - T_c} T_c, & T_c < T_i < T_d \end{cases} \quad 5-4$$

Donde:

A_c : Cobertura nival;

Pp : Precipitación total;

T_i : Temperatura en el paso mes i

5.1.2 Construcción del Modelo

En base a la información considerada relevante para los modelos hidrológicos (Tabla 5-2), para cada cuenca se definieron bandas de elevación (Figura 5-2 y Tabla 5-3), cada una de ellas correspondiente a una unidad hidrológica del modelo. Así, se asume que en cada banda se tienen las mismas condiciones hidro-meteorológicas. La distribución espacial de precipitación y temperatura es realizada mediante los gradientes lineales calculados en el Capítulo 4.

Tabla 5-2: Información meteorológica usada en la calibración de modelos hidrológicos

Cuenca	Nombre	Ubicación (UTM WGS84)			Tipo
		N	E	Z [msnm]	
Aconcagua en Chacabucuito	Vilcuya	6.363.108	362.369	1.100	Meteorológica
	Río Aconcagua en Chacabucuito	6.364.443	358.630	950	Fluviométrica Meteorológica
	Riecillos-DCP	6.356.031	373.429	1.290	Meteorológica
	Portillo-DCP	6.365.314	396.075	3.000	Meteorológica
Mapocho en Los Almendros	Río Mapocho en Los Almendros	6.306.686	365.332	990	Fluviométrica Meteorológica
	Cerro Calán - DCP	6.303.856	357.014	800	Meteorológica
	Barros Negros	6.310.284	381.691	3.100	Meteorológica (ruta de nieves)
Maipo en El Manzano	Río Maipo en El Manzano	6.281.962	372.023	850	Fluviométrica Meteorológica
	San José Retén	6.277.304	374.585	970	Meteorológica
	El Yeso Embalse	6.273.690	399.473	2.475	Meteorológica
	Pirque	6.272.996	352.853	670	Meteorológica
	San Gabriel	6.261.327	385.204	1.240	Meteorológica
	Río Volcán en Queltehues	6.258.371	387.898	1.365	Fluviométrica Meteorológica
Cachapoal 5km bajo junta Cortaderal	Río Pangal en Pangal	6.209.295	377.180	1.500	Meteorológica
	Río Cachapoal 5 km bajo junta Cortaderal	6.198.202	373.199	1.127	Fluviométrica Meteorológica
	Rengo	6.189.339	328.281	310	Meteorológica
Tinguiririca en bajo Los Briones	Río Tinguiririca en Bajo Los Briones	6.156.358	332.572	560	Fluviométrica Meteorológica
	La Rufina	6.154.120	339.602	735	Meteorológica
	Termas del Flaco	6.137.793	378.044	2.650	Meteorológica

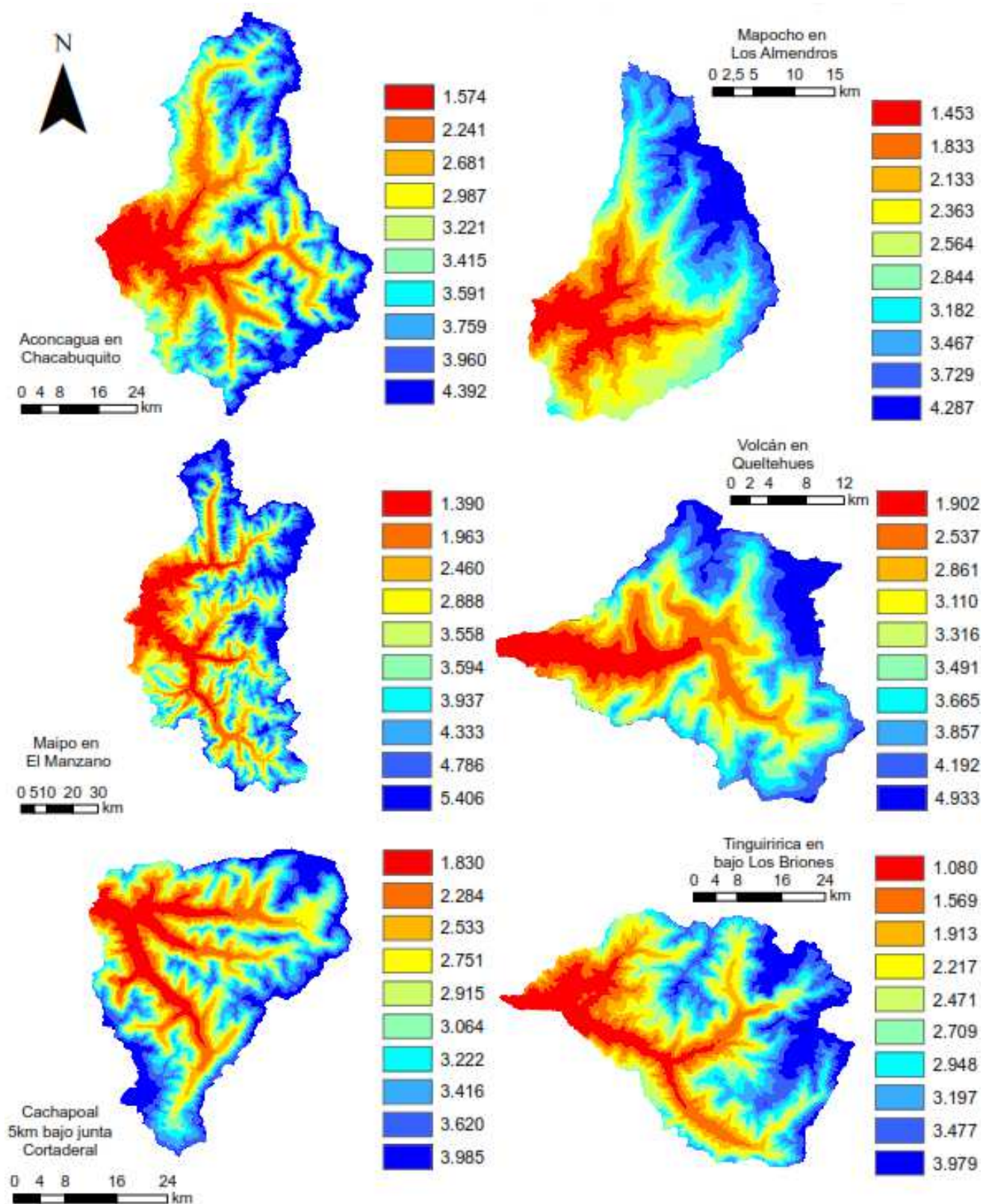


Figura 5-2: Bandas de elevación de las cuencas principales. Elevación [msnm]

Tabla 5-3: Bandas de elevación de las cuencas modeladas [msnm]

Banda de Elevación	Cuenca					
	Aconcagua en Chacabucuito	Mapocho en Los Almendros	Maipo en El Manzano	Volcán en Queltehues	Cachapoal 5km bajo junta Cortaderal	Tinguiririca en bajo Los Briones
B1	4.392	4.287	5.406	4.933	3.985	3.979
B2	3.960	3.729	4.786	4.192	3.620	3.477
B3	3.759	3.467	4.333	3.875	3.416	3.197
B4	3.591	3.182	3.937	3.665	3.222	2.948
B5	3.415	2.844	3.594	3.491	3.064	2.709
B6	3.221	2.564	3.558	3.316	2.915	2.471
B7	2.987	2.363	2.888	3.110	2.751	2.217
B8	2.681	2.133	2.460	2.861	2.533	1.913
B9	2.241	1.833	1.963	2.537	2.284	1.569
B10	1.574	1.453	1.390	1.902	1.830	1.080

5.1.3 Calibración y Validación

La calidad de las calibraciones obtenidas depende directamente de la cantidad y calidad de la información hidro-meteorológica disponible para la modelación. Así, se puede ver en que en las cuencas de Aconcagua y Mapocho, la cuales poseen la mayor densidad de estaciones, se obtienen mejores ajustes, tanto visuales (Figura 5-3 a Figura 5-8) como de índices de eficiencia usualmente utilizados (Tabla 5-4 a Tabla 5-9), como son el coeficiente de Nash-Sutcliffe y el coeficiente de correlación. El primero representa los errores de las predicciones normalizados por la varianza de los valores observados (Ecuación 5-5) y el segundo entrega la correlación entre las series observada y simulada. Un valor del coeficiente de Nash-Sutcliffe de uno indica una correlación perfecta. Usualmente un valor superior a 0,6 es reflejo de una calibración aceptable.

$$NS = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (X_{obs} - X_{sim})^2}{\sum_{i=1}^n (X_{obs} - \bar{X}_{obs})^2} \quad 5-5$$

Para poseer un periodo de calibración y validación, se exigió como requisito a cada cuenca tener estadística hidro-meteorológica disponible de, al menos, 18 y 3 años de extensión, respectivamente. En el caso de poseer entre 18 y 21 años de estadística válida se realizó sólo la etapa de calibración, omitiendo la validación. Con este criterio, las cuencas de Aconcagua, Maipo y Volcán poseen ambos periodos, mientras que las cuencas de Mapocho, Cachapoal y Tinguiririca sólo poseen periodo de calibración.

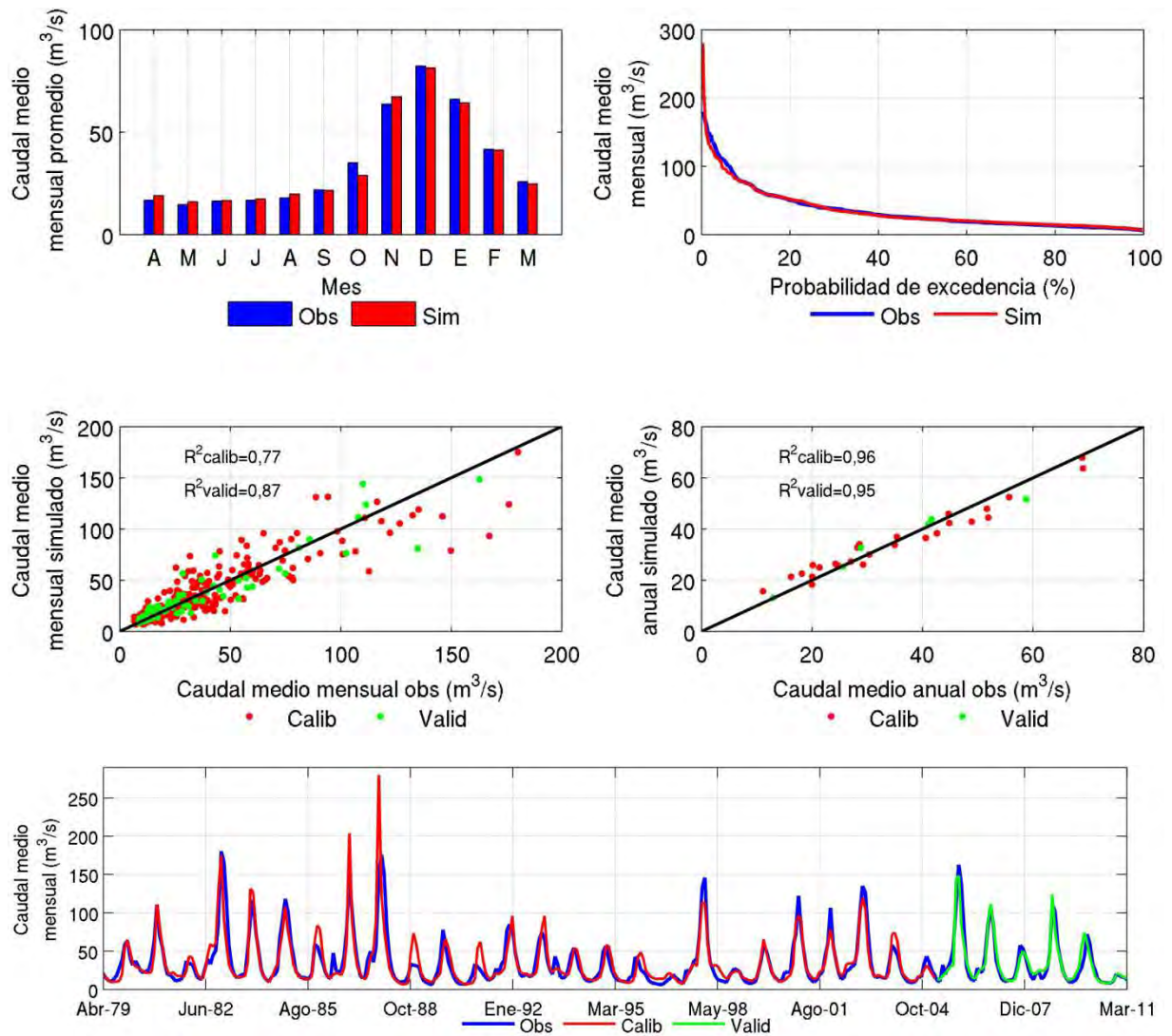


Figura 5-3: Resultados del proceso de calibración y validación. Aconcagua en Chacabuco

Tabla 5-4: Indicadores de eficiencia de calibración y validación. Aconcagua en Chacabuco

Etap	Inicio	Final	NS	NS - Log	r² mensual	r² anual
Calibración	Abr-1979	Mar-2005	0,76	0,83	0,77	0,96
Validación	Abr-2005	Mar-2011	0,87	0,90	0,87	0,95

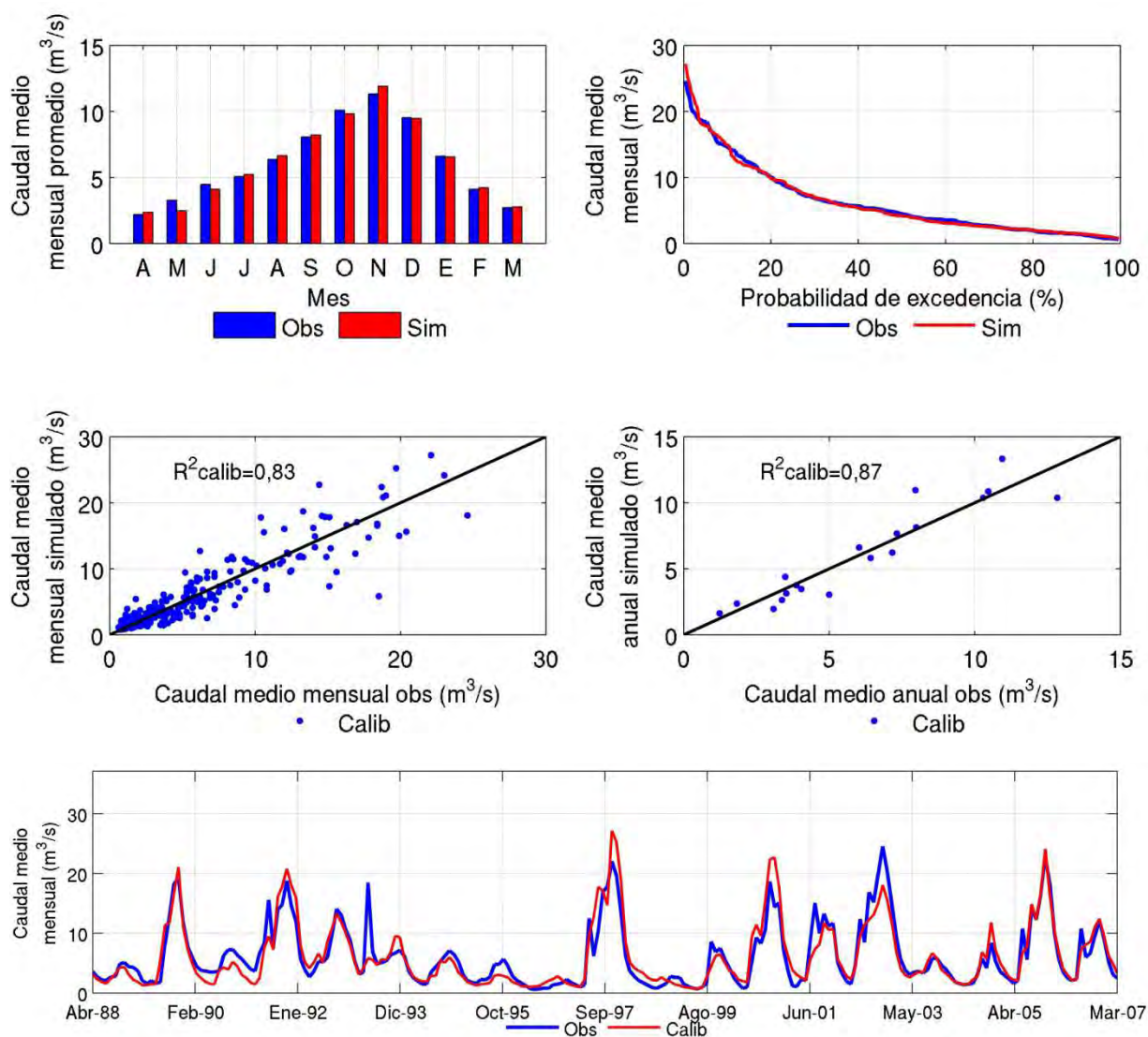


Figura 5-4: Resultados del proceso de calibración. Mapocho en Los Almendros

Tabla 5-5: Indicadores de eficiencia de calibración. Mapocho en Los Almendros

Etapa	Inicio	Final	NS	NS - Log	r^2 mensual	r^2 anual
Calibración	Abr-1988	Mar-2007	0,81	0,83	0,83	0,87

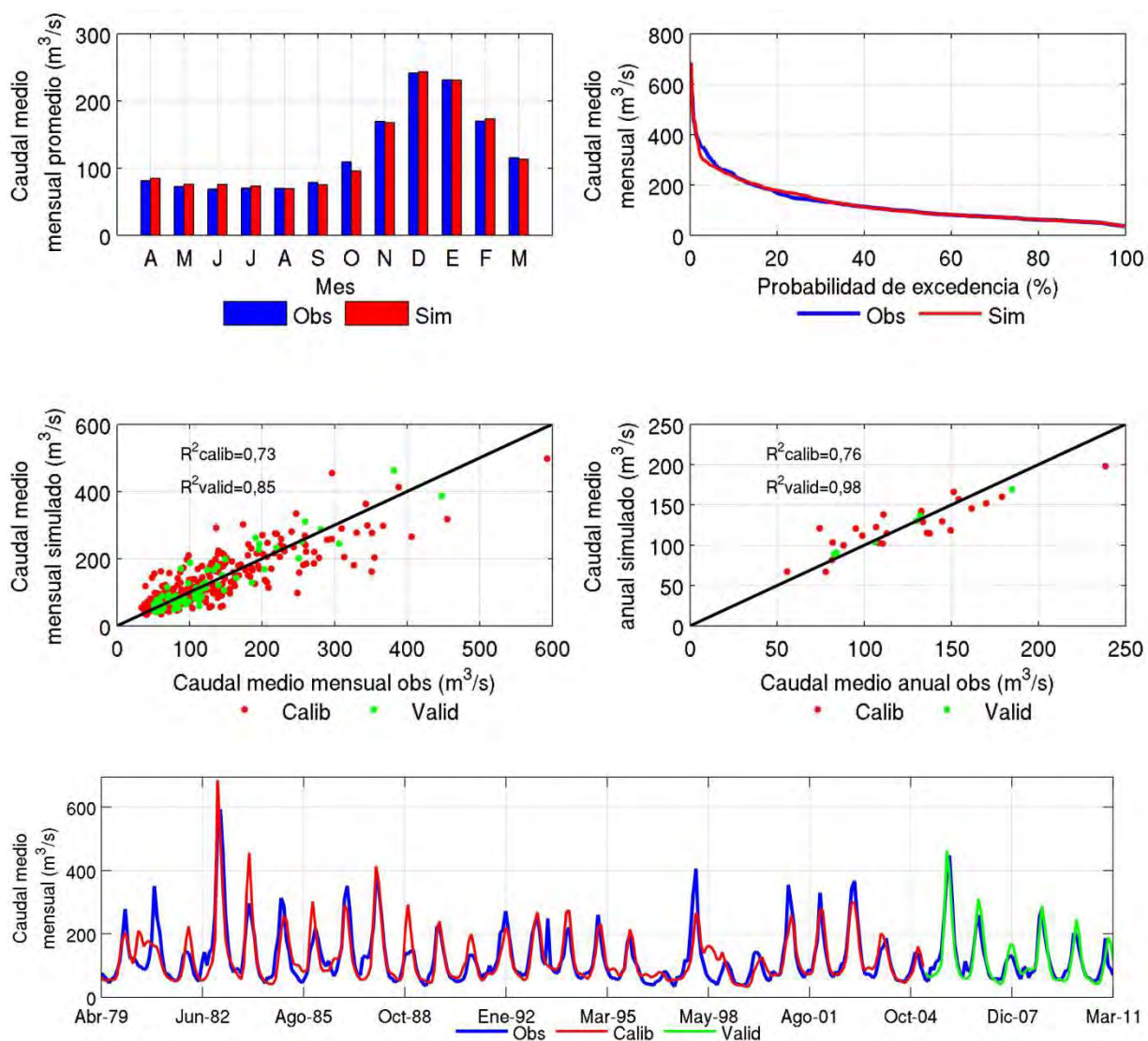


Figura 5-5: Resultados del proceso de calibración y validación. Maipo en El Manzano

Tabla 5-6: Indicadores de eficiencia de calibración y validación. Maipo en El Manzano

Etapa	Inicio	Final	NS	NS - Log	r^2 mensual	r^2 anual
Calibración	Abr-1979	Mar-2005	0,72	0,70	0,73	0,76
Validación	Abr-2005	Mar-2011	0,83	0,77	0,85	0,98

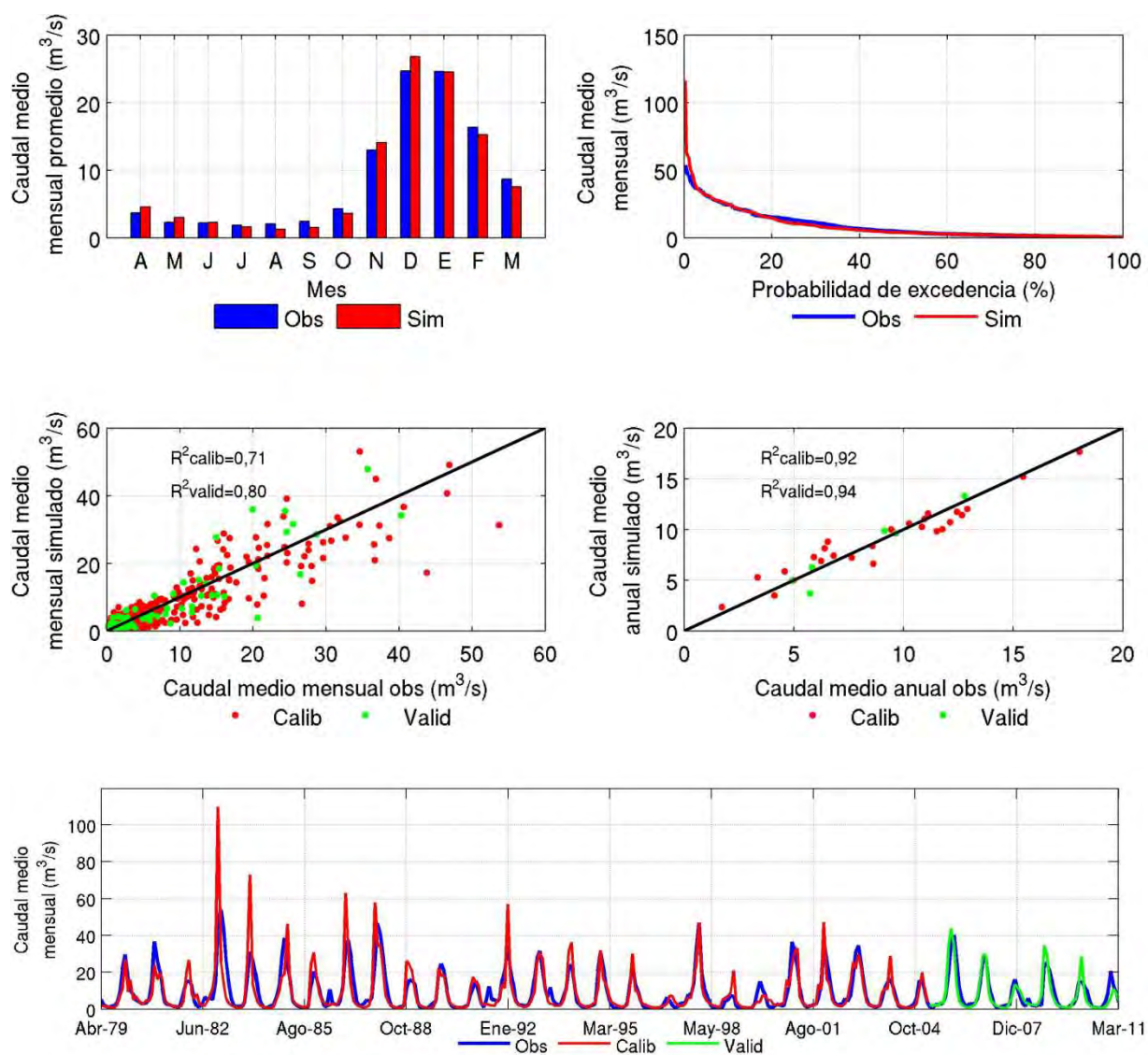


Figura 5-6: Resultados del proceso de calibración y validación. Volcán en Queltehues

Tabla 5-7: Indicadores de eficiencia de calibración y validación. Volcán en Queltehues

Etap	Inicio	Final	NS	NS - Log	r² mensual	r² anual
Calibración	Abr-1979	Mar-2005	0,59	0,77	0,71	0,92
Validación	Abr-2005	Mar-2011	0,74	0,76	0,80	0,94

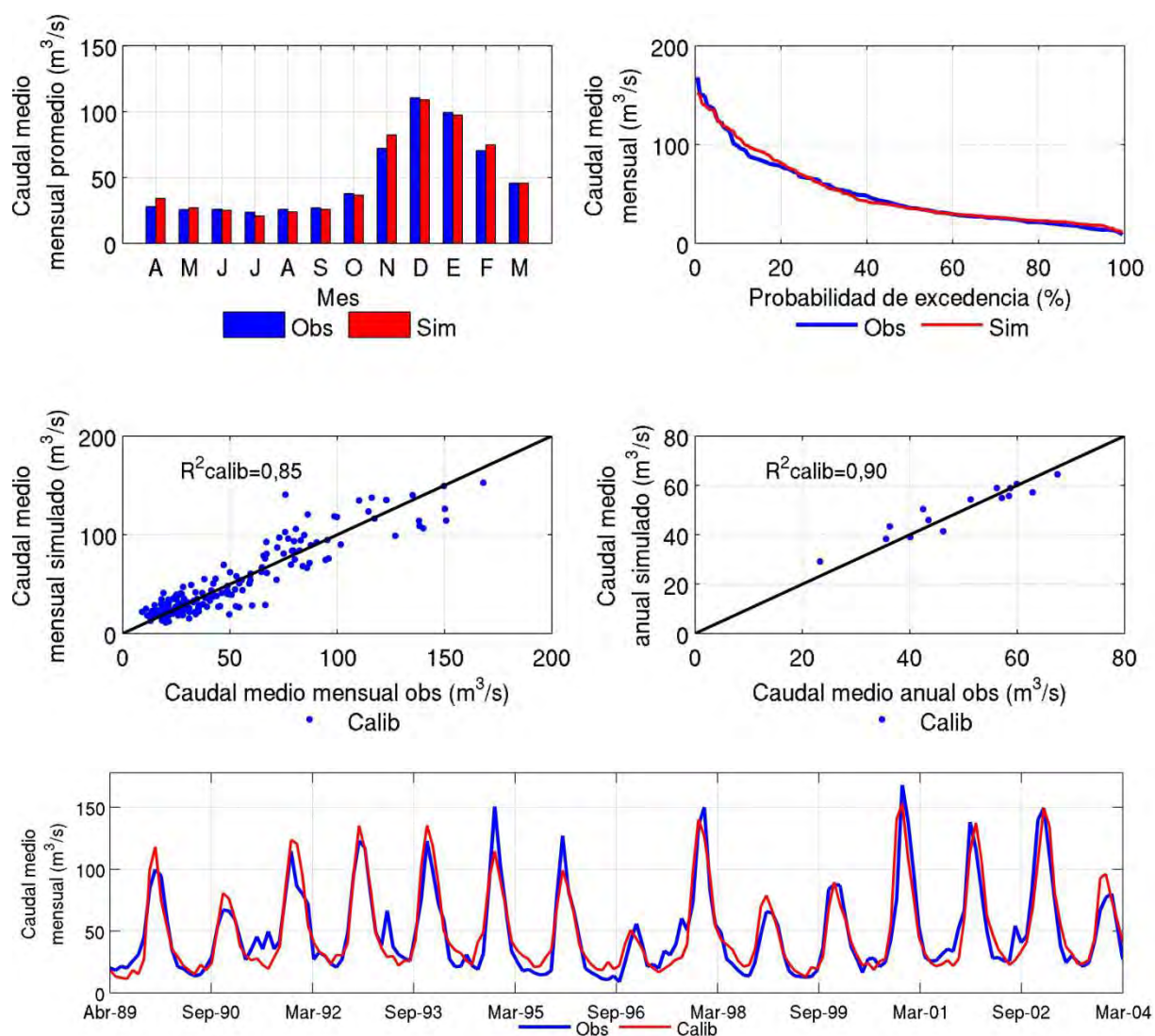


Figura 5-7: Resultados del proceso de calibración. Cachapoal 5 km bajo junta Cortaderal

Tabla 5-8: Indicadores de eficiencia de calibración. Cachapoal 5 km bajo junta Cortaderal

Etapas	Inicio	Final	NS	NS - Log	r² mensual	r² anual
Calibración	Abr-1989	Mar-2004	0,74	0,66	0,80	0,85

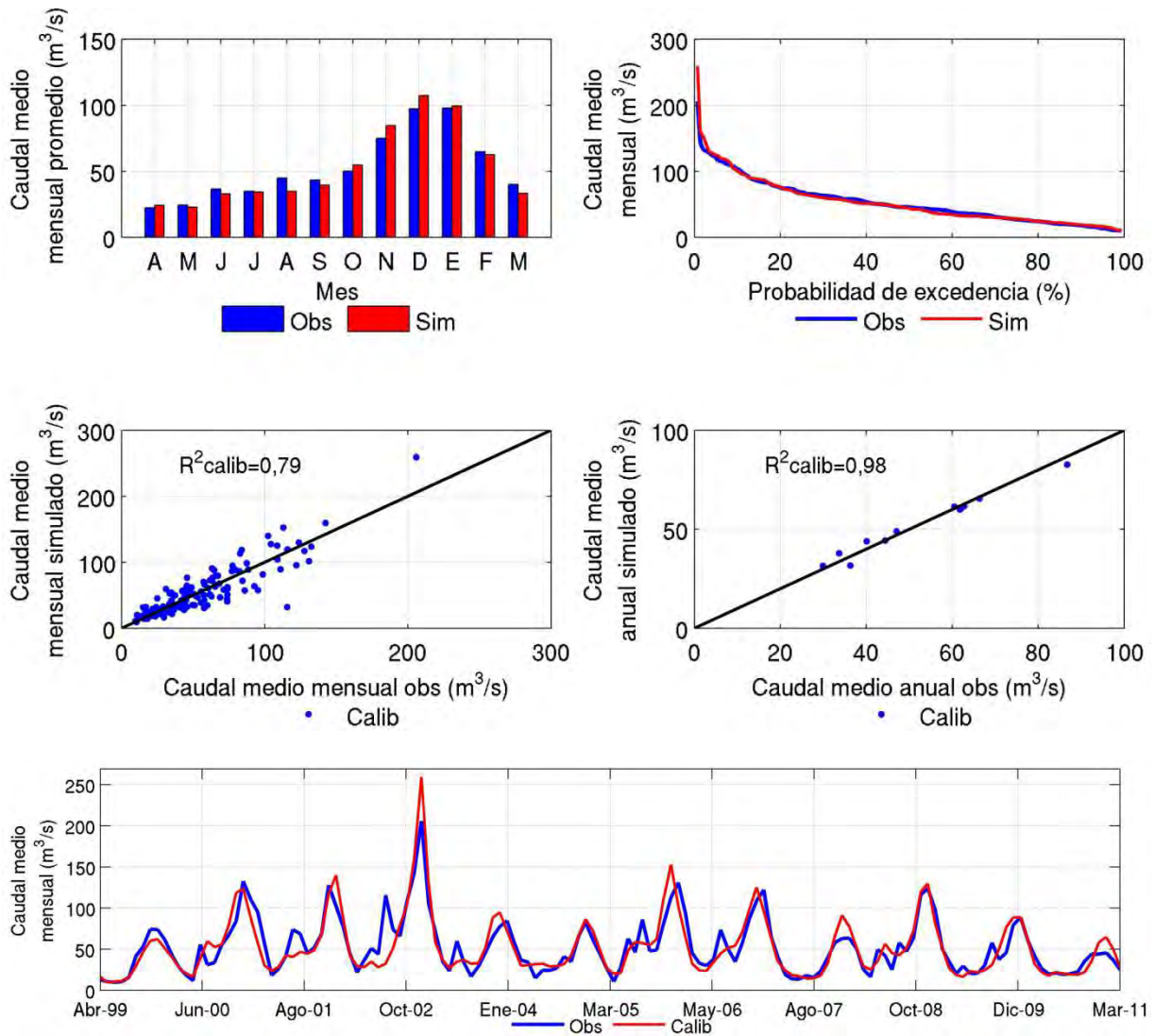


Figura 5-8: Resultados del proceso de calibración. Tinguiririca en bajo Los Briones

Tabla 5-9: Indicadores de eficiencia de calibración. Tinguiririca en bajo Los Briones

Etap	Inicio	Final	NS	NS - Log	r² mensual	r² anual
Calibración	Abr-1999	Mar-2011	0,75	0,81	0,79	0,98

5.2 Modelo FTXZ

5.2.1 Descripción

La variación temporal en las variables independientes de entrada $X(t)$ a un sistema, provoca una respuesta desfasada en el tiempo de la variable de estado $Y(t)$, debido a la inercia propia del sistema (Brown & Vargas, 1988). Un modelo de función de transferencia (FTXZ) es aquel que actualiza esta respuesta dinámica de un sistema en función de la información de entrada, que en general puede ser:

- Variables auto-regresivas, que consideran valores anteriores de la misma variable a modelar, lo cual representa la inercia del sistema;
- Variables exógenas, cuyos comportamientos no son representados explícitamente por el modelo y que en general pueden adoptar cualquier valor;
- Variables independientes, o entradas que conceptualmente representan una condición de borde del problema.

La forma general del modelo que se utilizó sigue la Ecuación 5-6.

$$Q(t) = \delta_1 \cdot Q(t-1) + \delta_2 \cdot Q(t-2) + \dots + \delta_r \cdot Q(t-r) + \omega_0 \cdot Ex_1(t-b) + \omega_1 \cdot Ex_1(t-b-1) + \omega_{s-1} \cdot Ex_1(t-b-(s-1)) + \alpha \cdot Perlog(t-j) + \theta_1 \cdot Ex_2(t-d) + \theta_2 \cdot Ex_2(t-d-1) + \theta_{s'} \cdot Ex_2(t-d-(s'-1)) \quad 5-6$$

Donde $Q(t)$ es el caudal a modelar, representado como una variable dependiente; $Ex_1(t)$ y $Ex_2(t)$ son variables externas independientes asociadas a los caudales observados. Estas variables pueden ser, por ejemplo, la precipitación o la temperatura, las cuales son consideradas como variables exógenas. Otra variable externa puede ser una variable independiente que otorgue información adicional del caudal, por ejemplo, aguas arriba del punto de modelación.

Adicionalmente, el término $Perlog(t-j)$ es un operador incluido en el modelo para corregir la no linealidad existente entre los datos de entrada y el caudal, lo cual no es capturado de forma directa por este tipo de planteamiento (Ecuación 5-7). En esta última ecuación, j es un desfase temporal para el cual se evaluará el operador.

$$Perlog(t) = \frac{1}{Q(t)} \frac{\sum_{n=-j}^{n=j} n \cdot Q(t+n)}{\sum_{n=-j}^{n=j} n^2} \quad 5-7$$

En esta misma dirección, el modelo define los siguientes dos desfases para incluir adecuadamente en la modelación la variable exógena e independiente:

- b y d , que representan el desfase entre las variables $Ex_1(t)$, $Ex_2(t)$ con el caudal aguas abajo (Q)

Finalmente, los parámetros δ , ω , α y θ son constantes que deben ser calibradas particularmente para cada serie de datos, es decir, en principio son representativas de cada crecida y su ajuste (resultado final de FTXZ) busca minimizar progresivamente el error cuadrático medio y la varianza entre lo observado y lo simulado (Vargas & Brown, 1988; RHMA, 2008).

5.2.2 Construcción del Modelo

Dependiendo de los ponderadores de las variables exógenas, se consideraron escenarios de temperatura promedio, con temperaturas altas y bajas (años de máximos y mínimos promedios estivales registrados) con precipitaciones promedio para los meses de la temporada de deshielo y precipitaciones nulas, generando así, seis escenarios de pronóstico para cada cuenca y escogiendo como el más representativo aquel que logre acercarse más al volumen y al máximo de deshielo en las temporadas pasadas.

Para cada sistema de cuenca, se estandarizó la serie para remover toda posible tendencia de la misma. Las variables exógenas escogidas, se seleccionaron bajo criterios de la extensión y calidad de los registros.

Posteriormente, se escogió la temperatura como primera variable exógena por tratarse de la variable preponderante en los meses de deshielo, escogiéndose las estaciones de Vilcuya, El Yeso y Rengo² para los sistemas Aconcagua, Maipo y Tinguiririca respectivamente. Como segunda variable exógena se utilizó la precipitación mensual para los sistemas Aconcagua y Maipo y la precipitación acumulada hasta el mes calibrado con el parámetro d de FTXZ para el sistema Tinguiririca. La información de precipitación utilizada fue, en cada caso, extraída de las estaciones Vilcuya, San Gabriel y La Rufina.

Para remover todo posible efecto de tendencias de la serie, se estandarizó la serie completa con los valores mensuales de promedio y desviación estándar. Una vez terminadas las calibraciones, se des-estandariza a modo de obtener la serie real modelada.

Las calibraciones se realizaron buscando un modelo lo más parsimonioso posible, que cumpla con la condición de ajustarse adecuadamente a la serie de caudales observados. Para remover toda posible tendencia de la serie, se calibraron los modelos utilizando información

² Pese a encontrarse en el valle central y no poseer una elevada altitud (310 msnm), Rengo se encuentra cercana a las cuencas de la Región de O'Higgins, presenta una correlación 0,805 con Termas del Flaco y se utiliza por la extensión y calidad de su registro.

estandarizada mensualmente. Se utilizaron 2/3 de la información disponible para calibrar el modelo y el tercio restante para validarlo.

Una vez calibrado el modelo FTXZ, y buscando que se tenga un mejor comportamiento del modelo en la etapa de deshielos, a los parámetros y ponderadores de cada modelo, se les optimizó a modo de maximizar el coeficiente NS para esta época.

5.2.3 Calibración y Validación

Los modelos FTXZ optimizados para cada cuenca se muestran en las ecuaciones 5-8 para Aconcagua, 5-9 para Maipo y 5-10 para Tinguiririca:

$$Q_{est}(t) = 0,9563 \cdot Q_{est}(t-1) + 0,0682 \cdot Q(t-2) + 0,0292 \cdot T(t-2) - 0,025 \cdot T(t-3) - 0,00807 \cdot T(t-4) - 0,06318 \cdot Perlog(t-2) + 7,305 \cdot 10^{-3} \cdot Pp(t-1) \quad \text{5-8}$$

$$Q_{est}(t) = 0,6303 \cdot Q_{est}(t-1) + 0,287 \cdot Q(t-2) - 0,026 \cdot T(t-1) + 0,0679 \cdot T(t-2) - 0,0476 \cdot T(t-3) - 2,041 \cdot 10^{-3} \cdot Perlog(t-2) + 1,524 \cdot 10^{-3} \cdot Pp(t-1) \quad \text{5-9}$$

$$Q_{est}(t) = 0,6693 \cdot Q_{est}(t-1) - 0,0737 \cdot T(t-2) + 0,0266 \cdot T(t-3) + 0,0161 \cdot Perlog(t-2) + 8,43 \cdot 10^{-4} \cdot Ppac(t-1) \quad \text{5-10}$$

Los periodos de calibración y validación para cada uno de los sistemas así como los coeficientes de NS y r^2 evaluados en el periodo estival y serie completa respectivamente, se muestran en la Tabla 5-10

Tabla 5-10: Resumen de resultados FTXZ. Periodos de calibración y validación

Sistema	Periodo Calibración	Periodo Validación	Calibración		Validación	
			NS	r^2	NS	r^2
Aconcagua en Chacabucito	1977/78 a 2000/01	2001/02 a 2010/11	0,89	0,86	0,90	0,91
Maipo en el Manzano	1995/96 a 2005/06	2006/07 a 2010/11	0,80	0,92	0,69	0,82
Tinguiririca en bajo Los Briones	1994/95 a 2004/05	2005/06 a 2010/11	0,87	0,81	0,88	0,81

La comparación de las series completas para el periodo de calibración se muestran en la Figura 5-9. La Figura 5-10 muestra la misma comparación pero en los periodos de validación. La comparación directa entre caudales observados y simulados se muestra en la Figura 5-11 para ambas etapas.

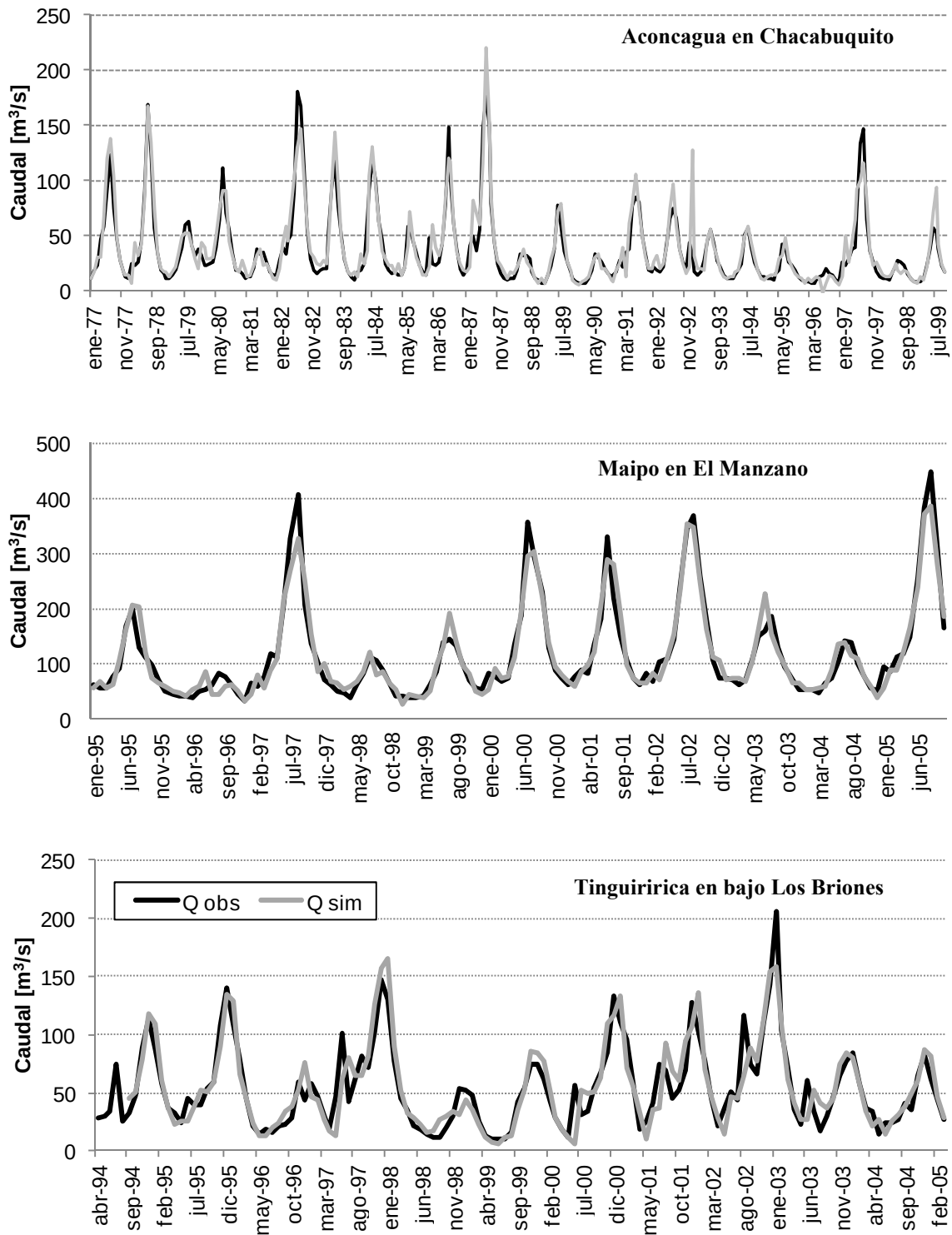


Figura 5-9: Series de calibración del modelo FTXZ

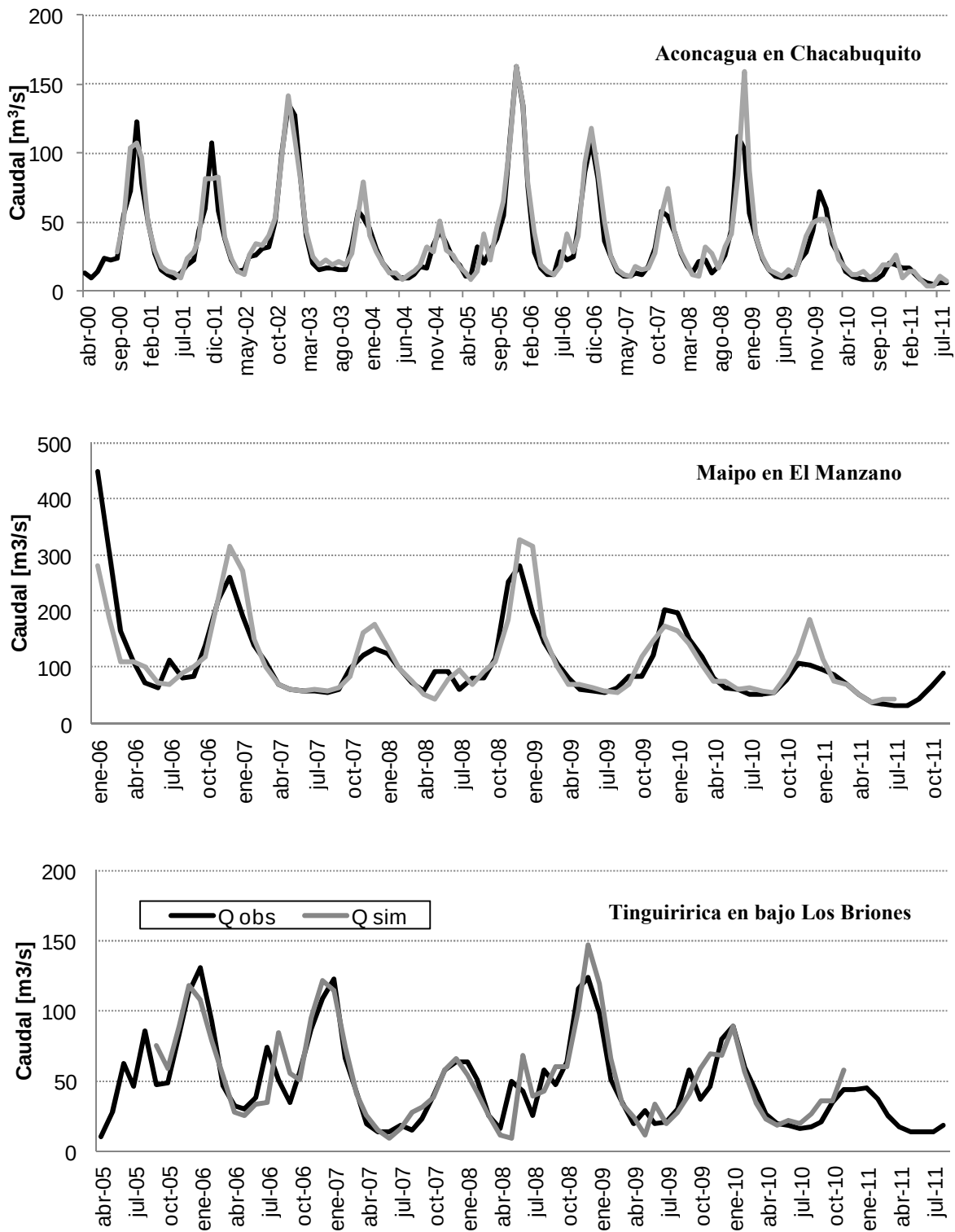


Figura 5-10: Series de validación del modelo FTXZ

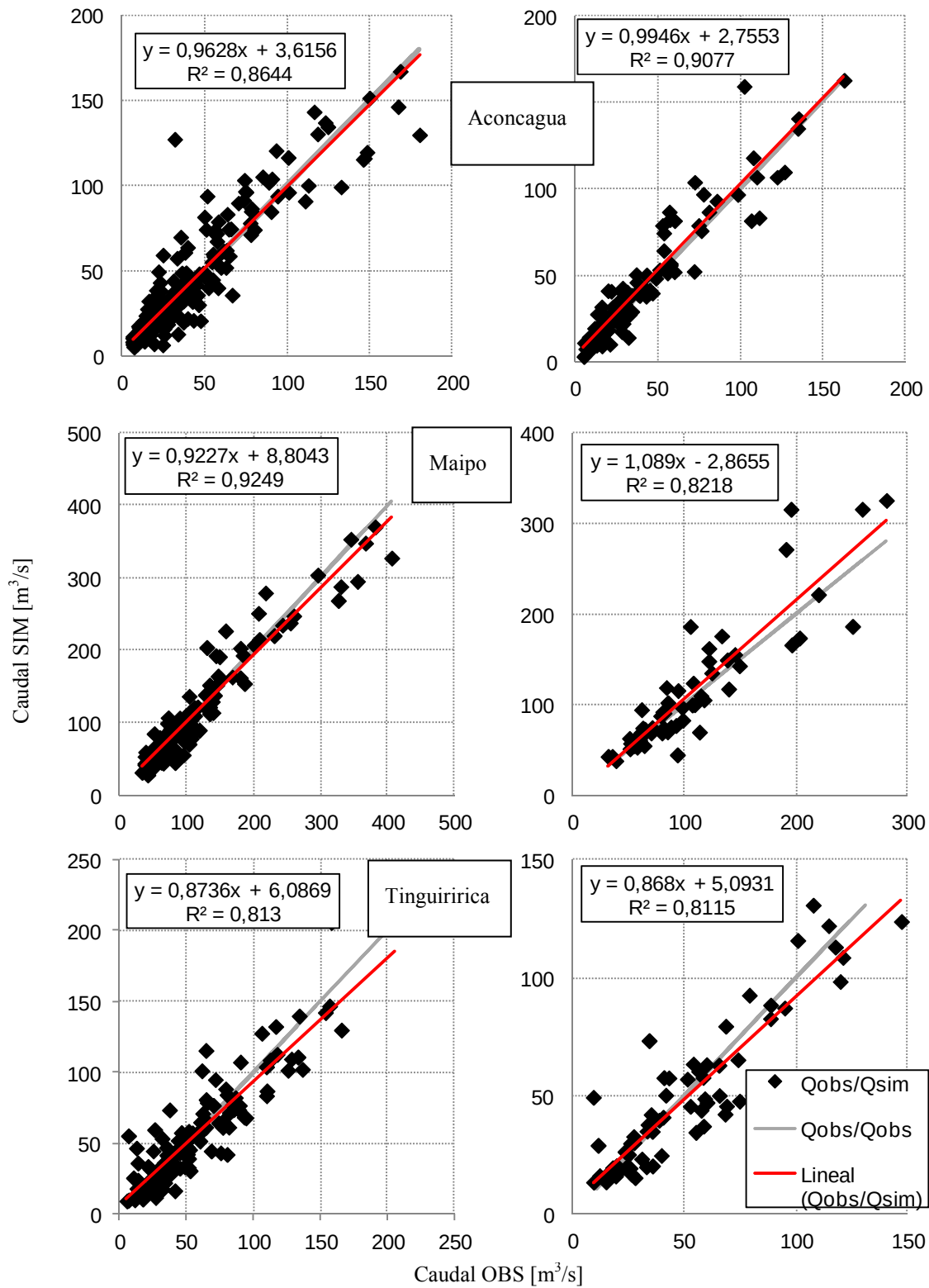


Figura 5-11: Correlación directa entre caudales observados y simulados para cada sistema. Panel izquierdo, calibración. Panel derecho, validación.

6. APLICACIONES DE LA MODELACIÓN HIDROLÓGICA

6.1 Pronóstico de Caudales de Deshielo

6.1.1 Pronóstico con WEAP

A continuación, se detalla la metodología diseñada para realizar los pronósticos de caudales de deshielo mediante un modelo hidrológico de base física. Para esto, se calibró una relación estadística multi-variable entre los gradientes superiores (Figura 6-1), calculados por medio del balance hídrico en el sector superior de la cuenca (Capítulo 4.1), y la información hidrometeorológica registrada en las estaciones durante el periodo de acumulación nival (definido como abril-agosto) (Tabla 6-1). Posteriormente, se realiza una actualización del pronóstico, en los meses de septiembre, octubre, noviembre y diciembre, agregando la información respectiva.

De esta manera, en la Figura 6-1, los números (ordenados en las columnas 1, 2 y 3) dan cuenta de las cuencas (Aconcagua en Chacabucito, Maipo en el Manzano y Tinguiririca en bajo Los Briones, respectivamente), mientras que las letras (ordenadas en las filas a, b, c y d) lo hacen del mes al principio del cual se realiza la estimación del gradiente anual (septiembre, octubre, agosto y diciembre, respectivamente). En esta figura, se agrega también una recta uno es a uno que ayuda a evaluar la calidad del ajuste calibrado y una recta que señala el mejor ajuste lineal a los datos.

Los resultados, en la cuenca del Aconcagua, son bastante aceptables y muestran una clara correspondencia entre los valores observados y simulados. Sin embargo, en las cuencas de Maipo y Tinguiririca, la pendiente de la recta del mejor ajuste no es similar a uno, lo que indica un ajuste insuficiente. La alta dispersión de los datos (indicada por el coeficiente de correlación, r^2), señala también que no existe una clara modelación de los datos en las cuencas de Maipo y Tinguiririca. Las razones de estas deficiencias pueden encontrarse en la existencia de extensas áreas no monitoreadas (caso del Maipo) y una estadística reducida y/o deficiente (Tinguiririca).

Si se observa la actualización del pronóstico (filas a, b, c y d, Figura 6-1), se puede ver como la estimación del gradiente anual mejora al incorporar la información de los meses siguientes. La excepción a esta regla la marca la cuenca del Aconcagua que al incorporar la información de diciembre parece empeorar levemente, o al menos no mejorar. Esto indica que el mes de noviembre no añade información nueva a la estimación realizada.

Los parámetros calibrados para las relaciones multi-variables estimadas se muestran en la Tabla 6-2.

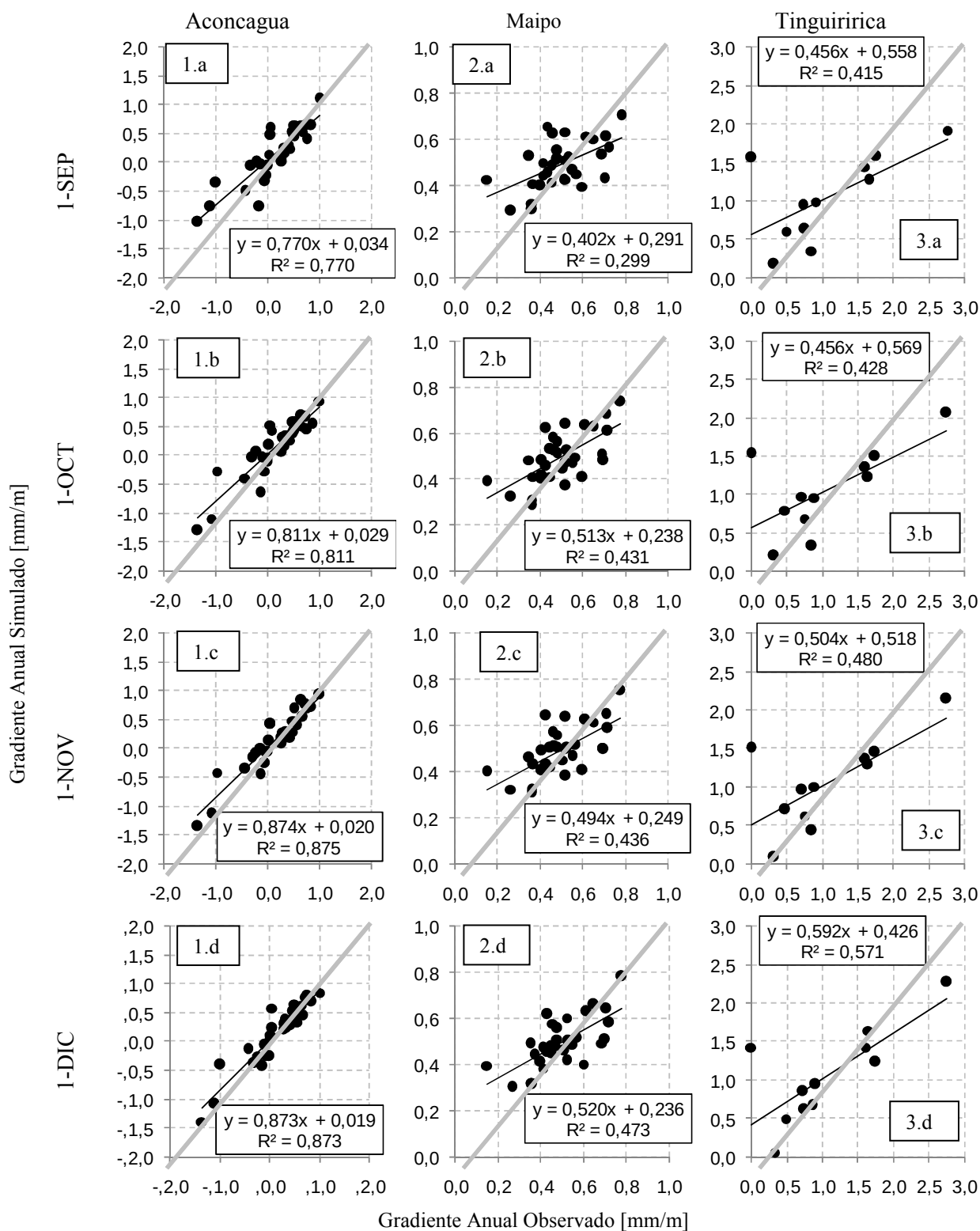


Figura 6-1: Correlación entre gradiente superior anual observado y simulado

La línea gris 1:1 se añade a modo de referencia

Tabla 6-1: Información hidro-meteorológica utilizada para pronósticos de caudales de deshielo

Cuenca	Nombre	Ubicación (UTM WGS84)			Tipo
		N	E	Z [msnm]	
Aconcagua en Chacabuco	Vilcuya	6.363.108	362.369	1.100	Meteorológica
	Río Aconcagua en Chacabuco	6.364.443	358.630	950	Fluviométrica - Meteorológica
	Riecillos-DCP	6.356.031	373.429	1.290	Meteorológica
	Portillo-DCP	6.365.314	396.075	3.000	Meteorológica
Maipo en El Manzano	Río Maipo en El Manzano	6.281.962	372.023	850	Fluviométrica - Meteorológica
	San José Retén	6.277.304	374.585	970	Meteorológica
	El Yeso Embalse	6.273.690	399.473	2.475	Meteorológica
	San Gabriel	6.261.327	385.204	1.240	Meteorológica
Tinguiririca en bajo Los Briones	Río Tinguiririca en Bajo Los Briones	6.156.358	332.572	560	Fluviométrica - Meteorológica
	La Rufina	6.154.120	339.602	735	Meteorológica
	Rengo	6.189.339	328.281	310	Meteorológica

Tabla 6-2: Parámetros calibrados para relaciones entre el gradiente superior y la información del periodo de acumulación

Cuenca	Variable	Estación	Actualización			
			SEP	OCT	NOV	DIC
Aconcagua en Chacabuco	Caudal	Aconcagua en Chacabuco	0,475	0,747	1,299	1,209
	Precipitación	Vilcuya	-0,362	-0,213	-0,209	-0,248
	Precipitación	Riecillos	1,549	1,089	0,837	0,884
	Precipitación	Portillo	-1,891	-1,734	-1,792	-1,892
	Temperatura	Vilcuya	0,361	0,241	-0,014	0,162
Maipo en El Manzano	Caudal	Maipo en El Manzano	0,238	0,269	0,321	0,359
	Precipitación	San José	0,525	0,541	0,482	0,415
	Precipitación	San Gabriel	0,060	0,130	0,123	0,164
	Precipitación	El Yeso	-0,459	-0,552	-0,536	-0,546
	Temperatura	El Yeso	0,127	0,106	0,103	0,103
Tinguiririca en bajo Los Briones	Caudal	Tinguiririca en bajo Los Briones	1,148	1,562	2,373	3,468
	Precipitación	La Rufina	0,254	-0,034	-0,657	-1,607
	Precipitación	-	-	-	-	-
	Precipitación	-	-	-	-	-
	Temperatura	Rengo	-0,399	-0,519	-0,703	-0,847

Las diferencias entre las estimaciones estadísticas del gradiente superior y el calculado indirectamente mediante el balance hídrico fueron integradas al pronóstico mediante un análisis probabilístico. Para esto, a los residuos de la estimación estadística, se les aplicó un

test de normalidad y, al haberlo superado, se estimaron los parámetros correspondientes a la distribución de probabilidad estándar. Con esto, es posible realizar no sólo un pronóstico único, sino que entregar una banda de probabilidades para el caudal.

Cabe mencionar que, para ejecutar el modelo hidrológico en modo de pronóstico, es necesario hacer un supuesto acerca de las precipitaciones y temperaturas en los meses de deshielo. En este caso, se supusieron precipitaciones y temperaturas promedio.

De esta manera, se calcularon los pronósticos para las cuencas de Aconcagua en Chacabuenito (periodo 1980-2012), Maipo en el Manzano (periodo 1980-2011) y Tinguiririca en Bajo Los Briones (periodo 2000-2011), tal como si se hubieran realizado en la fecha correspondiente. Para cubrir de manera adecuada la distribución de probabilidad de los gradientes, se ejecutaron 100 iteraciones del modelo WEAP para cada año, variando el gradiente superior anual según su distribución de probabilidad calculada, obteniendo de esta manera 100 pronósticos distintos.

Para resumir los resultados obtenidos con el modelo WEAP, en la temporada 2020-2011, desde la Figura 6-2 a la Figura 6-4 se muestran los pronósticos para la temporada de deshielo a partir del mes donde se realiza el pronóstico. En estas figuras, los paneles a, b, c y d representan la actualización del pronóstico en los meses de septiembre, octubre, noviembre y diciembre, respectivamente. En el denominado pronóstico mensual, en bandas grises se muestran los intervalos máximo y estándar provenientes de las iteraciones realizadas, más el valor observado y los pronósticos promedio y DGA. De manera análoga, en el pronóstico estacional se muestran los volúmenes esperados para el resto de la temporada de deshielo, separados como pronóstico DGA y, en boxplots, los resultados de las iteraciones realizadas.

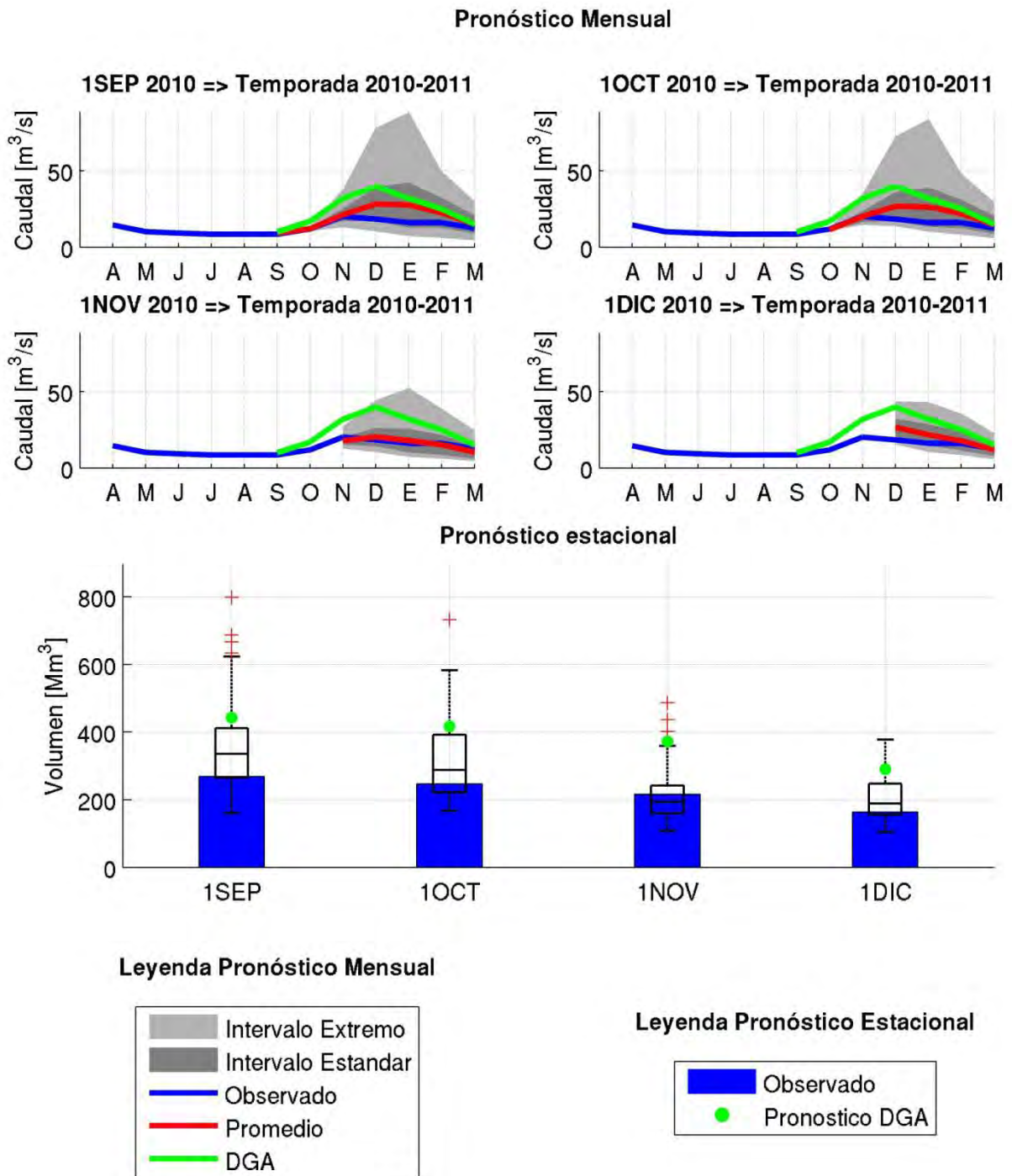


Figura 6-2: Pronóstico de caudales de deshielo para la temporada 2010-2011. Aconcagua en Chacabuco

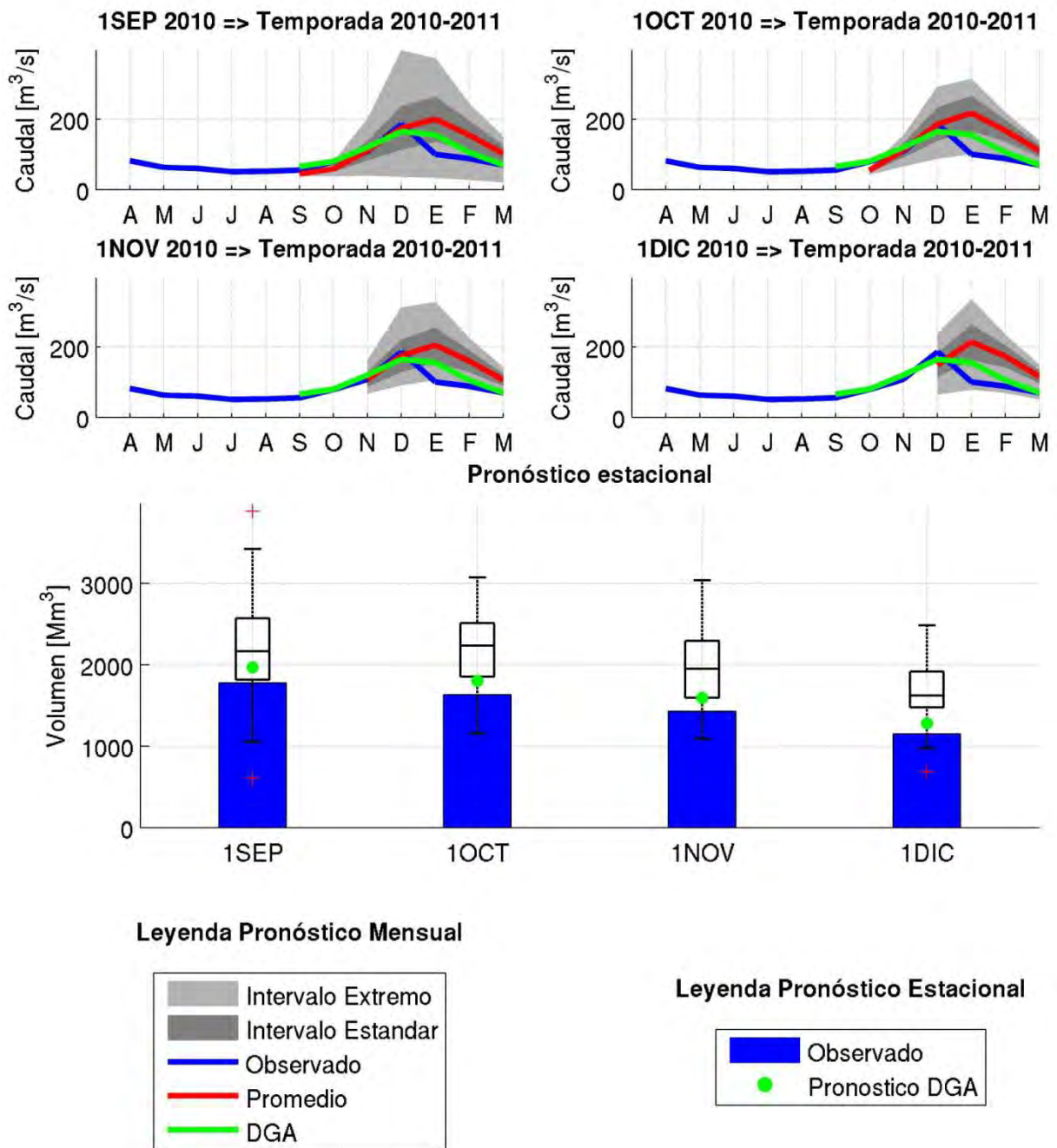
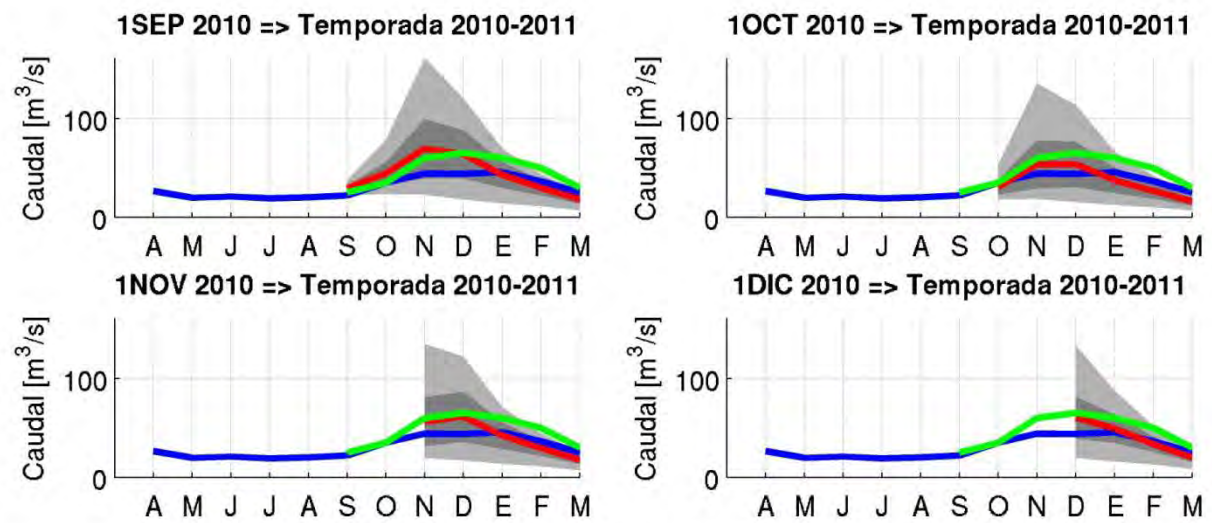
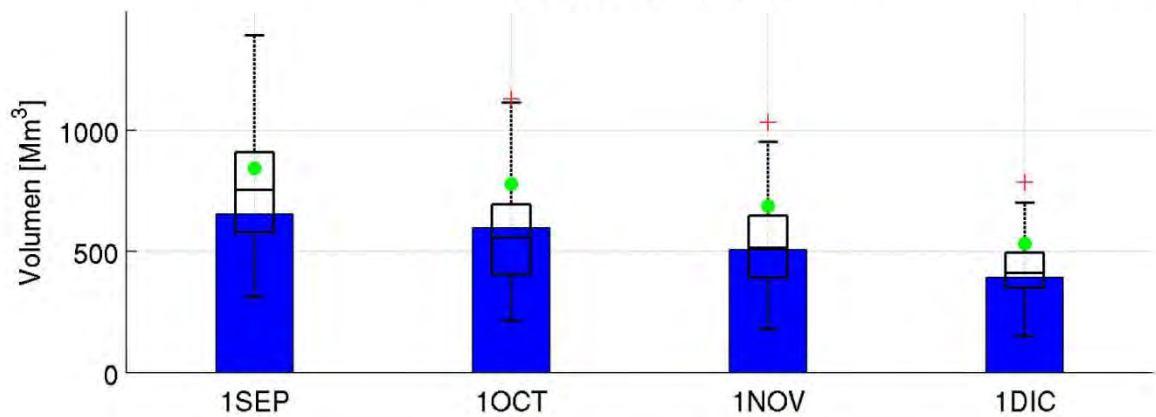


Figura 6-3: Pronóstico de caudales de deshielo para la temporada 2010-2011. Maipo en El Manzano

Pronóstico Mensual



Pronóstico estacional



Leyenda Pronóstico Mensual



Leyenda Pronóstico Estacional

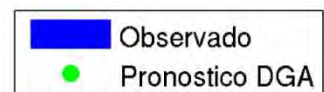


Figura 6-4: Pronóstico de caudales de deshielo para la temporada 2010-2011. Tinguiririca en bajo Los Briones

6.1.2 Pronóstico con FTXZ

El pronóstico de los modelos FTXZ se realizó considerando condiciones promedio y nulas de precipitación para el periodo estival de cada una de las estaciones meteorológicas utilizadas. Posteriormente, para cada condición de lluvia se consideran tres escenarios de temperatura: mínima, promedio y máxima de la serie histórica del periodo de estiaje. Así, para cada cuenca en estudio se tienen seis series de pronóstico de deshielo.

El pronóstico del mes de septiembre corresponde al modelado con FTXZ para cada escenario de precipitación y temperatura. Para los pronósticos de los meses de octubre en adelante, se asimilan las observaciones de caudales y series meteorológicas de cada modelo.

Al tratarse de un modelo que considera la precipitación acumulada hasta el mes definido por el parámetro "d", para la cuenca de Tinguiririca, en el escenario de precipitación nula se asume que la precipitación acumulada es la misma que se observó en el mes anterior. Para el escenario de precipitación promedio se condiciona la información pronosticada a las observaciones, es decir, si la precipitación acumulada del mes siguiente es menor a la observada, se iguala a esta última, mientras que si es mayor se mantiene la condición de lluvia promedio acumulada.

Desde la Figura 6-5 la Figura 6-7 se muestra un ejemplo del pronóstico realizado para la temporada 2010-2011. En ellas se observa el pronóstico mensual y el pronóstico para toda la temporada, ambos actualizados cada mes de primavera. El pronóstico está dividido en los escenarios de precipitación nula y media (líneas rojas) y sub-dividido en los escenarios de temperaturas máximas y mínimas (barras de error). Como se puede ver, los caudales son muy sensibles a la condición de precipitación, característica que puede ser atribuida a la naturaleza estadística del modelo y se aprecia en toda su magnitud en años anómalos, como la temporada 2010-2011.

Al usar el criterio de eficiencia de NASH sólo para el periodo estival, se asegura un buen comportamiento para épocas de deshielo. Del mismo modo, al trabajar con la serie de caudales estandarizadas, se remueven todas las tendencias posibles de la serie.

Al ser un modelo numérico, sin base física, frente a condiciones anormales de clima, este presenta inestabilidades numéricas, lo que afecta particularmente en la cuenca del Aconcagua, en donde se llegan incluso a pronosticar caudales nulos para años anómalos. Por ende los resultados de pronósticos en años demasiado anormales han de mirarse con precaución.

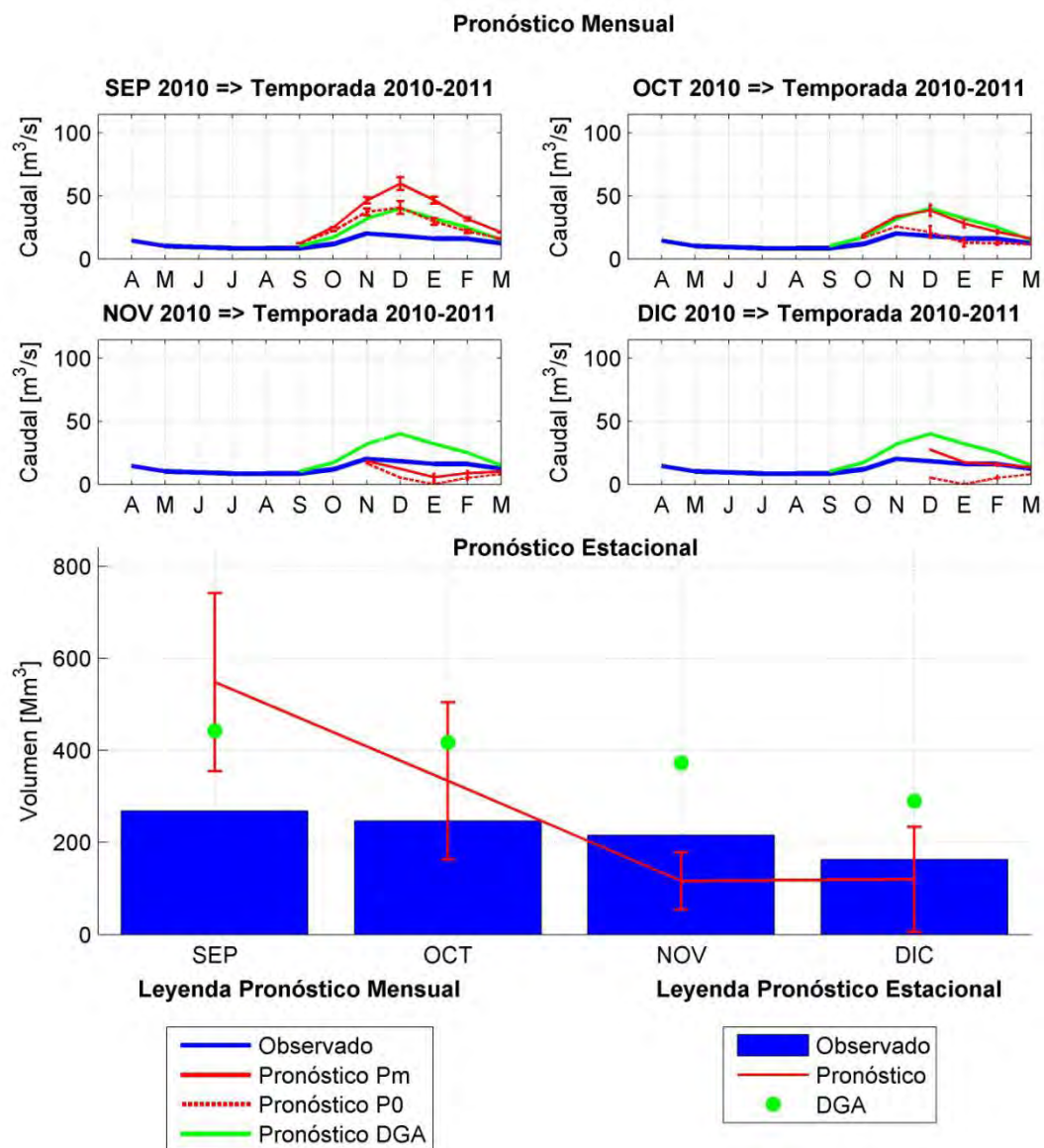


Figura 6-5: Pronóstico FTXZ de caudales de deshielo para la temporada 2010-2011. Aconcagua en Chacabucito

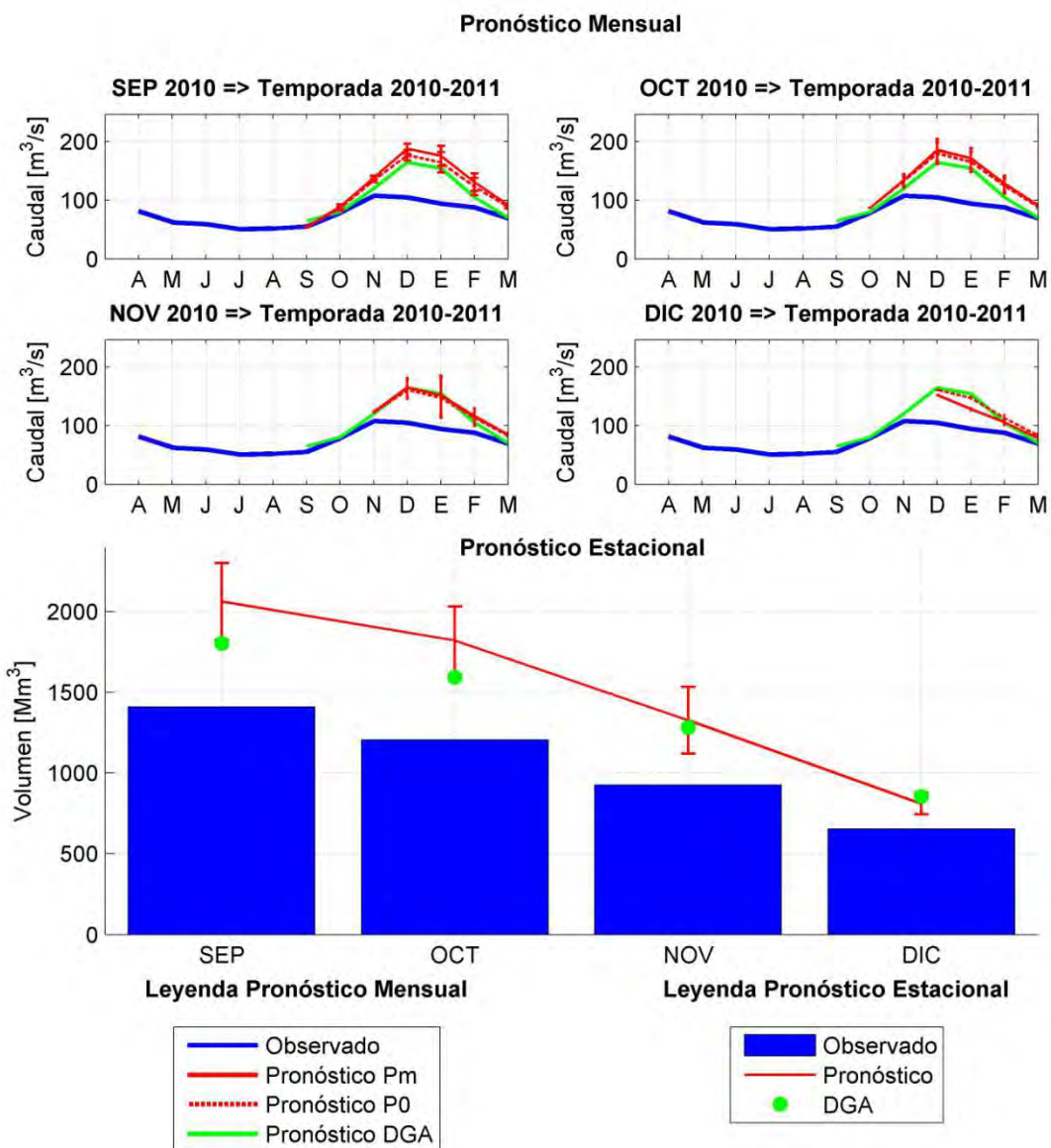


Figura 6-6: Pronóstico FTXZ de caudales de deshielo para la temporada 2010-2011. Maipo en El Manzano

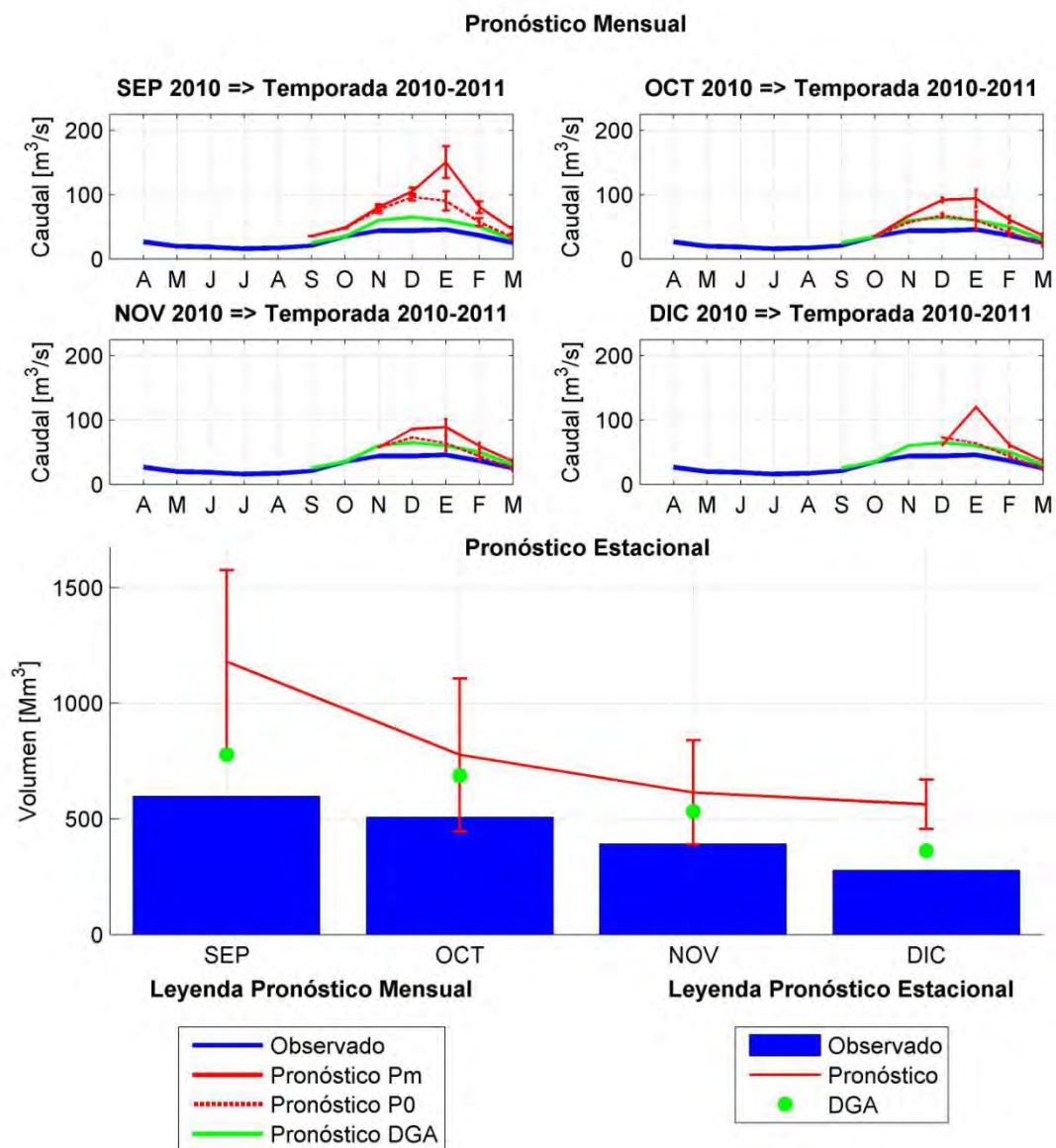


Figura 6-7: Pronóstico FTXZ de caudales de deshielo para la temporada 2010-2011. Tinguiririca en bajo Los Briones

6.1.3 Resumen de Resultados

Al comparar los resultados de los pronósticos, que WEAP y FTXZ realizan a principios de la temporada, se observa que ambos reproducen correctamente los caudales observados. Esto se aprecia en la Figura 6-8 a la Figura 6-10, donde las barras representan el caudal observado posteriormente en la temporada, mientras que la línea roja continua, el box-plot y los puntos verdes representan el pronóstico de principios de temporada (1 de septiembre) efectuado por la DGA, WEAP y FTXZ, respectivamente.

En todas las cuencas, el pronóstico DGA es bastante acertado. Aunque, en general, tiende a sobrestimar los caudales bajos y a subestimar los altos. Esta tendencia es especialmente apreciable en la curva descendente que se forma en un gráfico de residuos versus caudal observado (Figura 6-11 a Figura 6-13).

Por otro lado, los errores del pronóstico WEAP parecen distribuirse de manera uniforme sin ningún sesgo determinado. Sin embargo, en todas las cuencas obtuvo una mayor magnitud en los residuos. En tanto, los pronósticos de FTXZ poseen una distribución similar a la de la DGA (sobrestimando máximos y subestimando mínimos), al menos en las cuencas de Maipo y Tinguiririca.

Si se observa el resumen de estadísticos de los errores de las metodologías (Tabla 6-3 a Tabla 6-5), se puede observar que las mayores diferencias de la DGA se concentran en la cuenca del Tinguiririca, mientras que WEAP obtiene un bajo desempeño en Maipo y FTXZ en Aconcagua.

Para años secos, cuando el pronóstico de FTXZ, considera precipitación media, se tiende a sobre-estimar los volúmenes de deshielo.

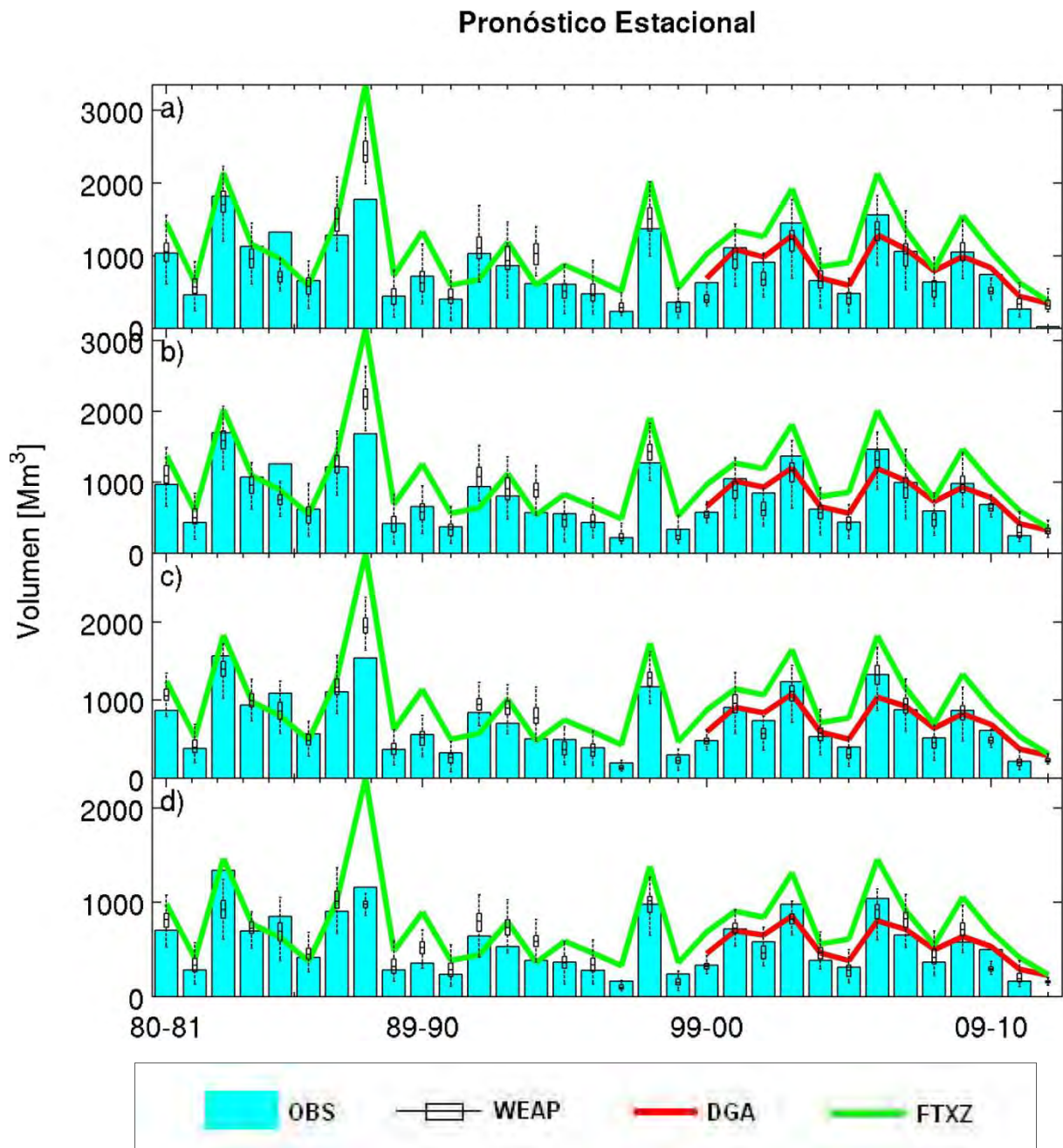


Figura 6-8: Resumen de pronósticos estacionales. Cuenca de Aconcagua en Chacabuco

Pronóstico Estacional

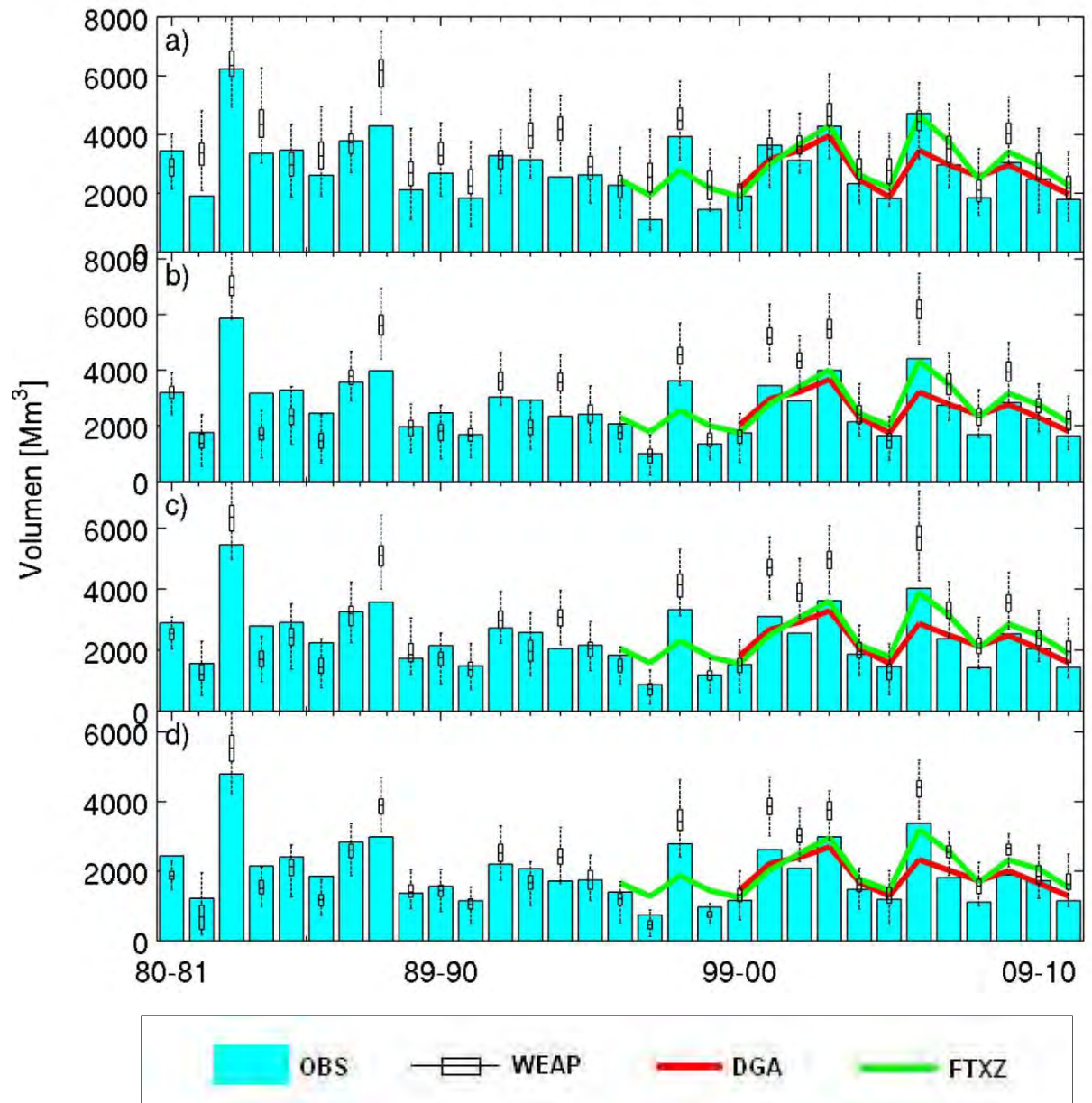


Figura 6-9: Resumen de pronósticos estacionales. Cuenca de Maipo en El Manzano

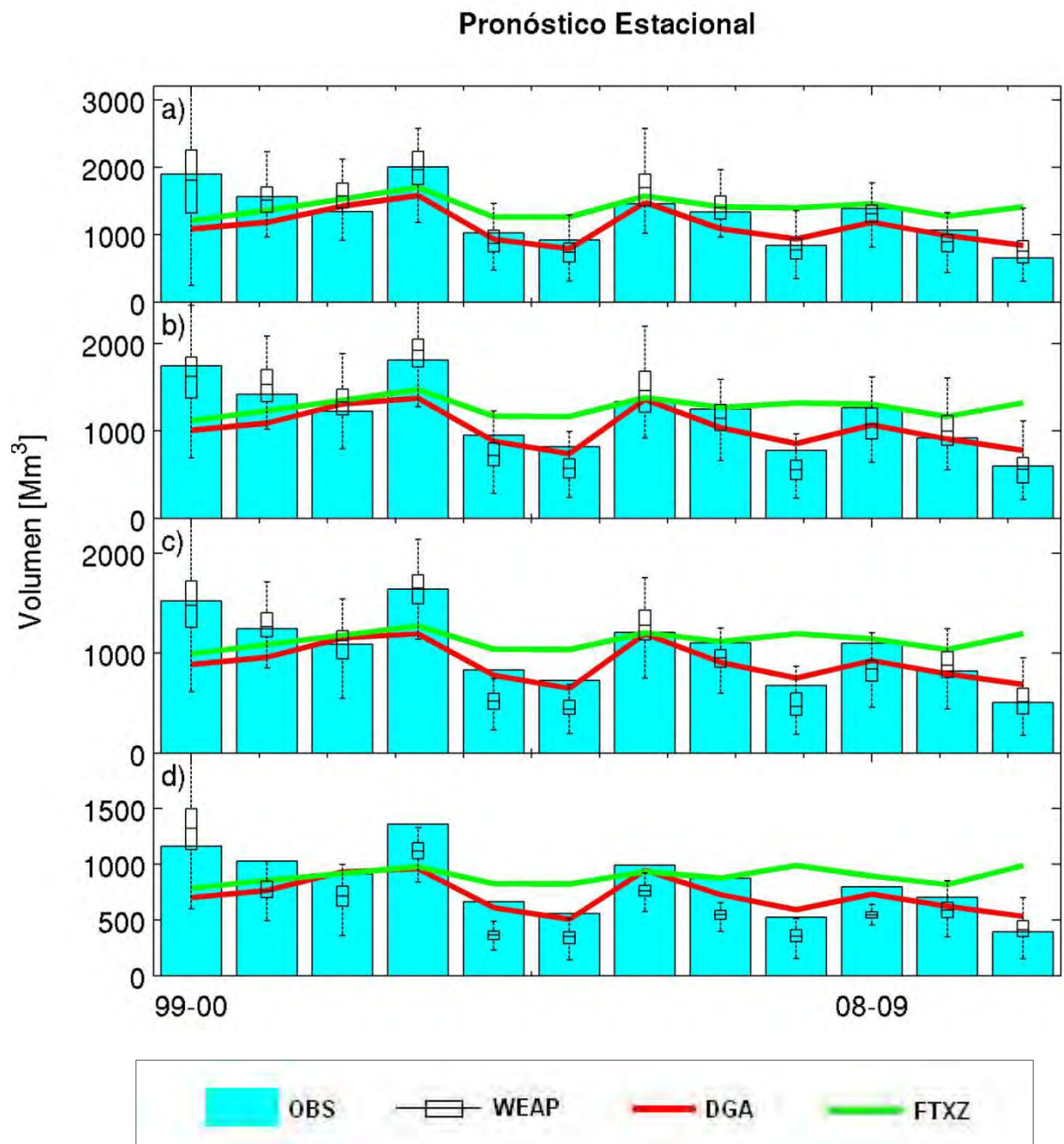


Figura 6-10: Resumen de pronósticos estacionales. Cuenca de Tinguiririca en bajo Los Briones

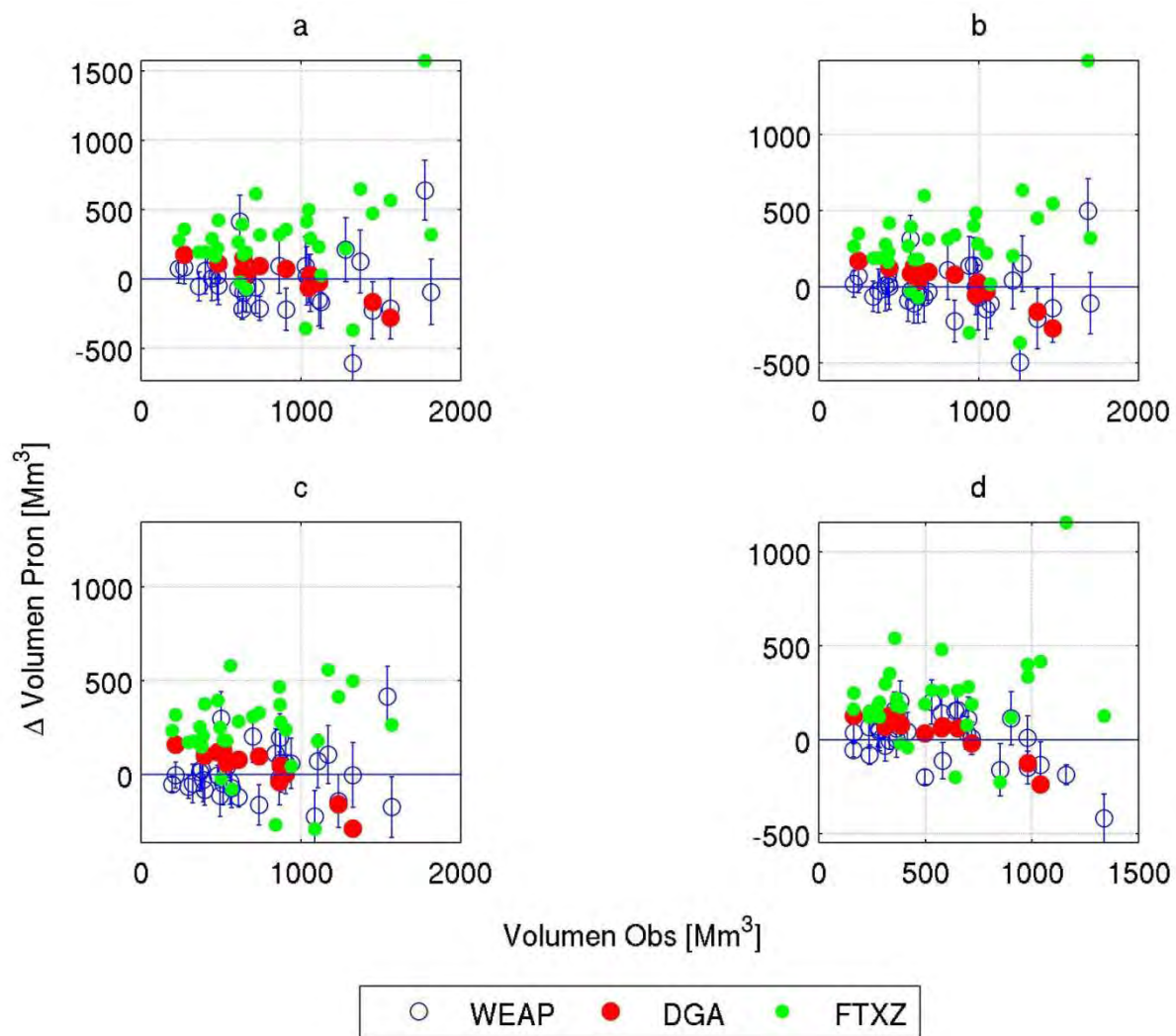


Figura 6-11: Comparación de pronósticos. Aconcagua en Chacabucito

Tabla 6-3: Estadísticas de los errores en pronóstico. Periodo 2000-2011. Aconcagua en Chacabucito

Modelo	Promedio [Mm ³]	Desviación Estándar [Mm ³]	Coefficiente de Variación
DGA	122,1	128,1	1,05
WEAP	156,9	98,6	0,63
FTXZ	378,2	128,7	0,34

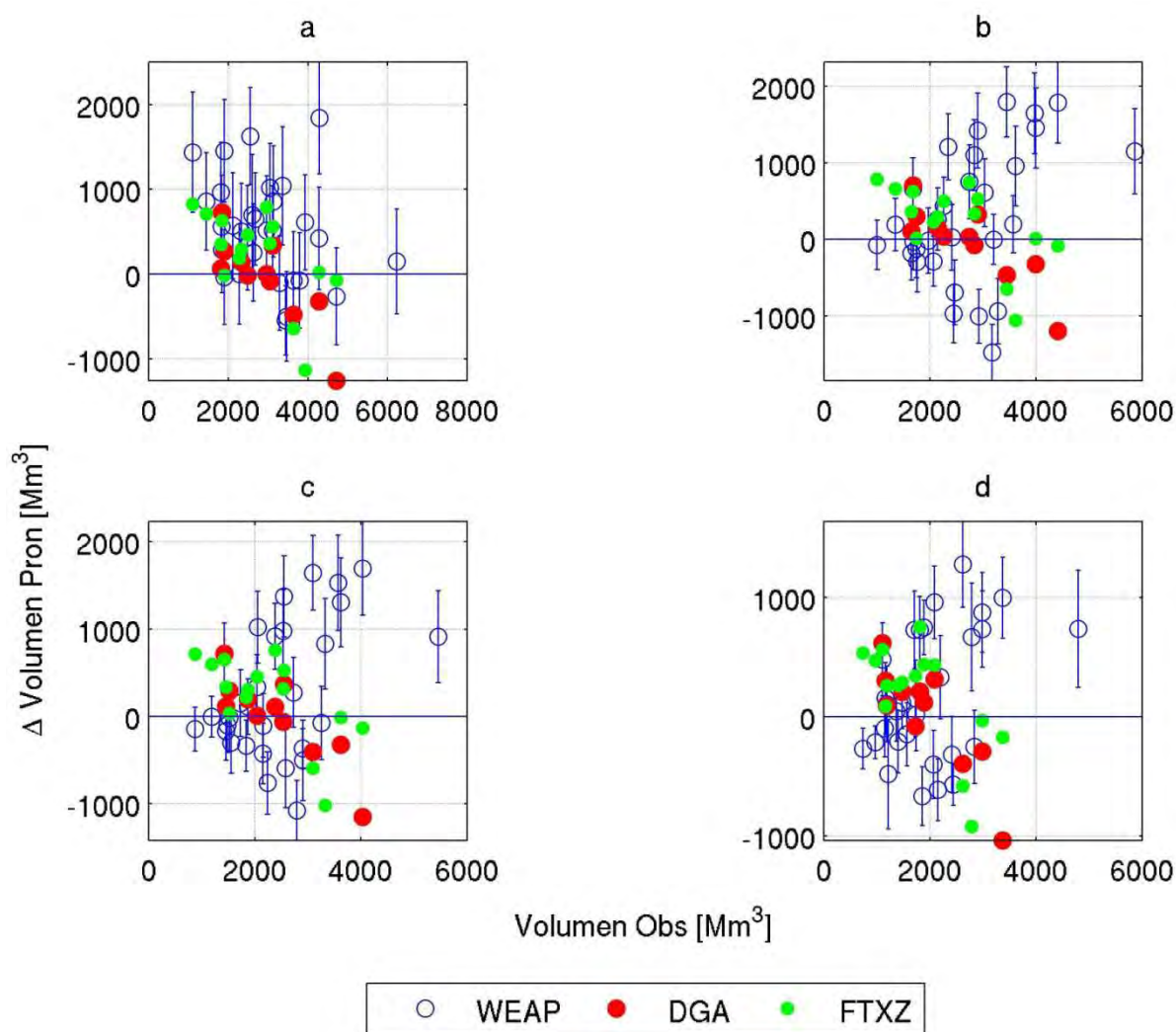


Figura 6-12: Comparación de pronósticos. Maipo en El Manzano

Tabla 6-4: Estadísticas de los errores en pronóstico. Periodo 2000-2011. Maipo en El Manzano

Modelo	Promedio [Mm^3]	Desviación Estándar [Mm^3]	Coefficiente de Variación
DGA	491,7	512,4	1,04
WEAP	545,1	400,8	0,74
FTXZ	458,0	403,0	0,88

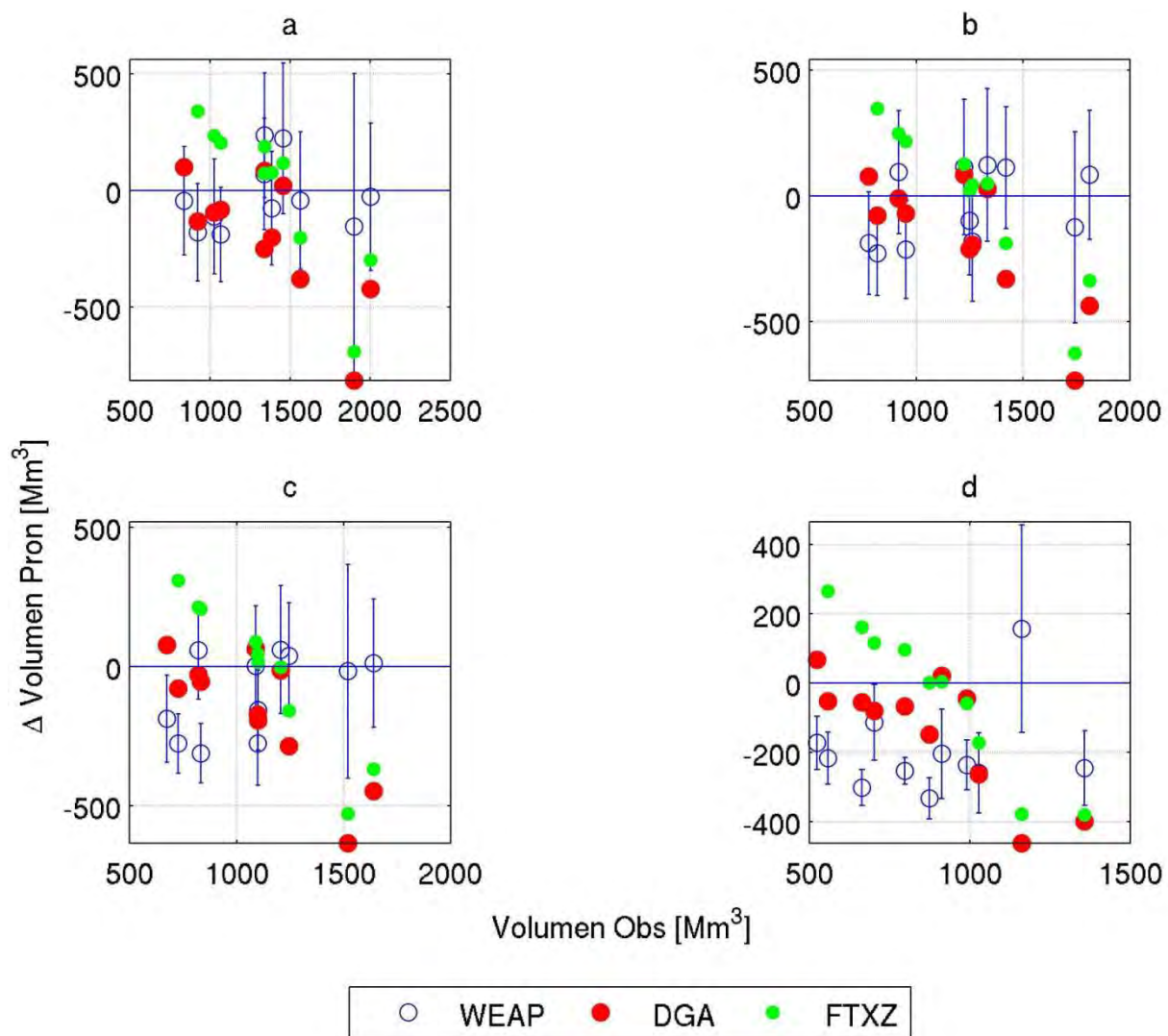


Figura 6-13: Comparación de pronósticos. Tinguiririca en bajo Los Briones

Tabla 6-5: Estadísticas de los errores en pronóstico. Periodo 2000-2011. Tinguiririca en bajo Los Briones

Modelo	Promedio [Mm ³]	Desviación Estándar [Mm ³]	Coefficiente de Variación
DGA	321,5	266,4	0,83
WEAP	143,1	147,6	1,03
FTXZ	330,0	341,2	1,03

6.2 Proyecciones de Variables Hidrológicas a Largo Plazo

6.2.1 Modelos de Circulación General

Los modelos de circulación general o General Circulation Models (GCMs) corresponden a una simulación del sistema climático de nuestro planeta. Mediante la parametrización de los procesos físicos que intervienen en el clima, los modelos realizan simulaciones numéricas computacionales a largo plazo. Como resultado, se obtienen series de tiempo de variables meteorológicas tales como precipitación, temperatura y humedad, entre otras.

La mecánica de los modelos climáticos consiste en la simulación del intercambio horizontal y vertical de masa, momento y calor entre celdas tridimensionales definidas por una grilla horizontal en la superficie de la Tierra y verticales en su atmósfera (Randall, et al., 2007). Mientras a nivel de superficie se modelan los hielos, nieves y coberturas vegetales, en la atmósfera se modela la composición y los tipos de nube. A nivel oceánico, se simula además el intercambio de sales mediante mecanismos simples como la difusión y la convección y otros más complejos como el surgimiento de corrientes frías de profundidad forzadas por vientos en superficie (*upwelling*). Los modelos incluyen también la presencia de los continentes y de manera aproximada su topografía, tipo y uso de suelo (Figura 6-14).

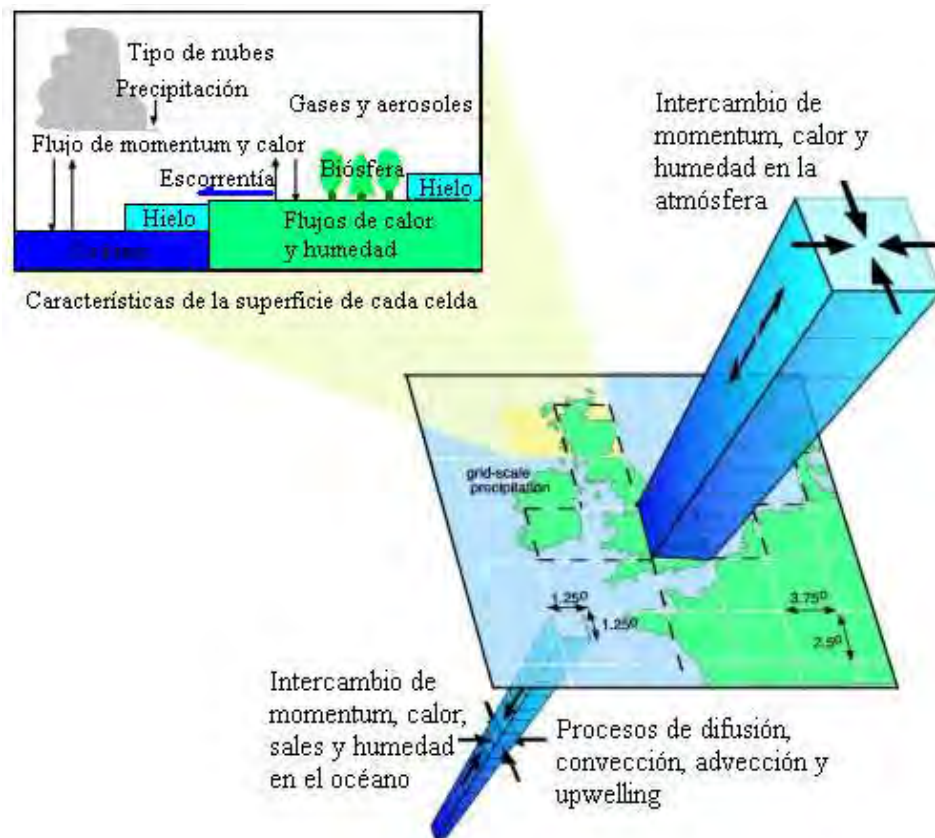


Figura 6-14: Esquema general de un AOGCM (Atmosphere-Ocean GCM)

Uno de los mayores obstáculos en el desarrollo de los GCMs es su fuerte requerimiento de recursos computacionales. Esto, sumado a la gran extensión del dominio del problema, hace necesario que la grilla de resolución sea bastante gruesa, lo que provoca que numerosos procesos físicos no puedan ser resueltos adecuadamente. Para solucionar este problema, estos procesos deben ser simplificados y parametrizados. Si bien algunos de estos parámetros pueden ser medidos, otros no pueden serlo. Por esto, los modelos realizan una etapa de calibración basada en la optimización de la transferencia y el balance de calor global, así como también en la buena representación de algunos fenómenos locales ya observados. Las diferencias entre los parámetros calibrados suelen ser las principales fuentes de divergencia entre los resultados de los distintos modelos. Como condiciones de borde al problema, los procesos físicos son forzados por las variables que originan la dinámica del clima, tales como la concentración de gases de efecto invernadero y la radiación solar.

Actualmente los GCMs corresponden al estado del arte en la simulación de eventos climáticos a gran escala y sus resultados son bastante aceptables en las simulaciones de periodos históricos. Según el IPCC, “los GCMs están basados en principios físicos bien establecidos y se ha demostrado que reproducen características observadas del clima reciente y cambios en el clima pasado” (Randall, et al., 2007).

Para estimar las forzantes provenientes de la emisión de gases de efecto invernadero, es inevitable tener que plantear supuestos respecto a la evolución de las sociedades y tecnologías actuales. Usualmente, se plantea primero un supuesto o escenario respecto a la forma de desarrollo de la sociedad y a partir de eso deduce un nivel de emisión de gases. En la Tabla 6-6 se muestra un resumen de los escenarios SRES, los cuales fueron definidos por el IPCC (IPCC, 2000) y son los más usados en los estudios de impactos de cambio climático.

Tabla 6-6: Características de los escenarios SRES

Escenario	Características
SRA2	Un mundo muy heterogéneo, de continuo crecimiento poblacional y economías regionales. El crecimiento económico es fragmentado y lento.
SRB1	Un mundo globalizado con cambios tendientes a una economía de servicios e información. Se incluye una baja demanda por recursos naturales y la introducción de tecnologías limpias y eficientes.
SRA1B	Un mundo con un rápido crecimiento económico, una población mundial que alcanza su máximo a mitad del siglo XXI para luego declinar. Se introducen rápidamente nuevas y más eficientes energías. Se produce un balance entre las fuentes de energía.

Numerosos centros de investigación han desarrollado GCMs durante las últimas décadas. En el Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change se resumieron los resultados de 24 modelos que forman la principal fuente de información

respecto a proyecciones climáticas futuras. Estos datos están a disposición del público general en la web.

A medida que las proyecciones climáticas estimadas por los modelos empiezan a crecer en número y escenarios, crece también la necesidad de estimar el nivel de confianza de cada proyección. Esta necesidad se hace especialmente importante para los operadores de sistemas hídricos. Al respecto, Dettinger (2006) recomienda no sólo basar un estudio de impactos en el desempeño de un modelo en dos o tres escenarios, sino incluir, en la medida de lo posible, diversos modelos y escenarios.

Para este estudio en particular, se seleccionaron 12 GCMs correspondientes a los que poseen una mayor cantidad de datos disponibles en línea en los periodos de interés (

Tabla 6-7). En cuanto al escenario se decidió usar el SRA2, el cual constituye el escenario más severo en cuanto a emisiones de gases de efecto invernadero.

Tabla 6-7: GCMs seleccionados

Número	Centro de investigación	Acrónimo	Modelo
1	Canadian Center for Climate Modelling and Analysis (Canadá)	CCCma	CGCM3 (T47 resolution)
2	Australia's Commonwealth Scientific and Industrial Research Organisation (Australia)	CSIRO	Mk3.0
3	Geophysical Fluid Dynamics Laboratory (EEUU)	GFDL	CM2.0
4			CM2.1
5	Institute for Numerical Mathematics (Rusia)	INM	CM3.0
6	Institut Pierre Simon Laplace (Francia)	IPSL	CM4
7	Max-Planck-Institut for Meteorology (Alemania)	MPI-M	ECHAM5-OM
8	Meteorological Research Institute (Japón)	MRI	CGCM2.3.2
9	National Center for Atmospheric Research (EEUU)	NCAR	CCSM3
10	National Center for Atmospheric Research (EEUU)	NCAR	PCM
11	National Institute for Environmental Studies (Japón)	NIES	MIRO3.2 medres
12	UK Meteorological Office (Reino Unido)	UKMO	HadCM3

Actualmente, se encuentran en preparación los resultados para el Fifth Assessment Report (World Climate Research Programme, 2011). En estos resultados se espera simular de mejor manera algunos procesos específicos relativos al clima global, tal como ENSO o la Pacific Decadal Oscillation (PDO).

6.2.2 Escalamiento de Variables Meteorológicas

La gruesa grilla usada por los GCMs, no permite que sus resultados sean utilizados directamente en aplicaciones para escalas más pequeñas. Ante esto, se hace necesario introducir un paso intermedio que consiste en un escalamiento o *downscaling* de las variables. El objetivo de corregir los datos crudos de los GCMs es “retener la señal de gran escala en la evolución del clima simulado por el GCM, mientras se reproducen los patrones históricos a escalas locales” (Maurer, 2007).

Típicamente se distingue entre dos tipos de escalamiento: estadístico y dinámico. En el primero, se plantean distintos tipos de relaciones estadísticas entre las variables a pequeña y gran escala, mientras que en el segundo, se resuelve el problema computacional original en una grilla más pequeña asociada a un sector específico del planeta, forzada en sus bordes por los resultados del modelo a gran escala. Mientras el primer método presenta una mayor facilidad de implementación y un bajo costo computacional, el segundo entrega un resultado más acorde a las bases físicas de los procesos atmosféricos.

En el presente trabajo, se optó por un escalamiento estadístico, el cual ya ha sido usado en varios trabajos en el país (McPhee & Vargas, 2009; CONAMA, 2008; CEPAL, 2009) y presenta un costo en tiempo de computación acorde a los plazos del proyecto y al número de estaciones propuestas.

El proceso de escalamiento está estructurado en las siguientes etapas:

- Definición del periodo de comparación entre la estadística histórica y los GCMs. A este periodo se le denomina “Línea Base”.
- Interpolación lineal de las variables desde la grilla original del GCM a las coordenadas de las estaciones meteorológicas.
- Dado que los GCMs no están estructurados para corresponder cronológicamente con las series observadas, la información se ordena de acuerdo a un criterio de excedencia (de mayor a menor).
- Una vez ordenada, se gráfica su correlación a nivel mensual y se extraen los coeficientes correspondientes.

En la Tabla 6-8 se detallan cuales son las estaciones hidro-meteorológicas usadas en el proceso de escalamiento y los periodos de tiempo escogidos como línea base.

Algunos ejemplos de estas correlaciones se pueden apreciar desde la Figura 6-15 hasta la Figura 6-20. En ellos, se muestran los resultados de dos de los modelos más usados, el HadCM3 y el ECHAM 5, desarrollados en Inglaterra y Alemania, respectivamente.

Tabla 6-8: Estaciones hidro-meteorológicas usadas en el escalamiento y líneas base respectivas

Cuenca	Nombre	Ubicación (UTM WGS84)			Variable	Línea Base
		N	E	Z [msnm]		
Aconcagua en Chacabuco	Vilcuya	6.363.108	362.369	1.100	Pp T°	1964-1999 1980-1999
	Río Aconcagua en Chacabuco	6.364.443	358.630	950	Q	1980-1999
	Riecillos-DCP	6.356.031	373.429	1.290	Pp	1964-1999
	Portillo-DCP	6.365.314	396.075	3.000	Pp	1964-1999
Mapocho en Los Almendros	Río Mapocho en Los Almendros	6.306.686	365.332	990	Q	1988-1999
	Cerro Calán - DCP	6.303.856	357.014	800	Pp T°	1980-1999 1977-1999
Maipo en El Manzano	Río Maipo en El Manzano	6.281.962	372.023	850	Q	1980-1999
	San José Retén	6.277.304	374.585	970	Pp	1980-1999
	El Yeso Embalse	6.273.690	399.473	2.475	Pp T°	1980-1999 1980-1999
	Pirque	6.272.996	352.853	670	Pp T°	1980-1999 1980-1999
	San Gabriel	6.261.327	385.204	1.240	Pp	1980-1999
	Río Volcán en Queltehués	6.258.371	387.898	1.365	Q	1980-1999
Cachapoal 5km bajo junta Cortaderal	Río Cachapoal 5 km bajo junta Cortaderal	6.198.202	373.199	1.127	Q	1990-1999
	Rengo	6.189.339	328.281	310	Pp T°	1975-1999 1976-1999
Tinguiririca en bajo Los Briones	Río Tinguiririca en Bajo Los Briones (*)	6.156.358	332.572	560	Q	1980-1999
	La Rufina	6.154.120	339.602	735	Pp	1980-1999

Pp: Precipitación. T°: Temperatura. Q: Caudal

(*) Dado que el periodo de calibración corresponde a 1999-2010 en el periodo señalado como línea base se usaron los datos promedio de los GCMs en el periodo 1980-1999

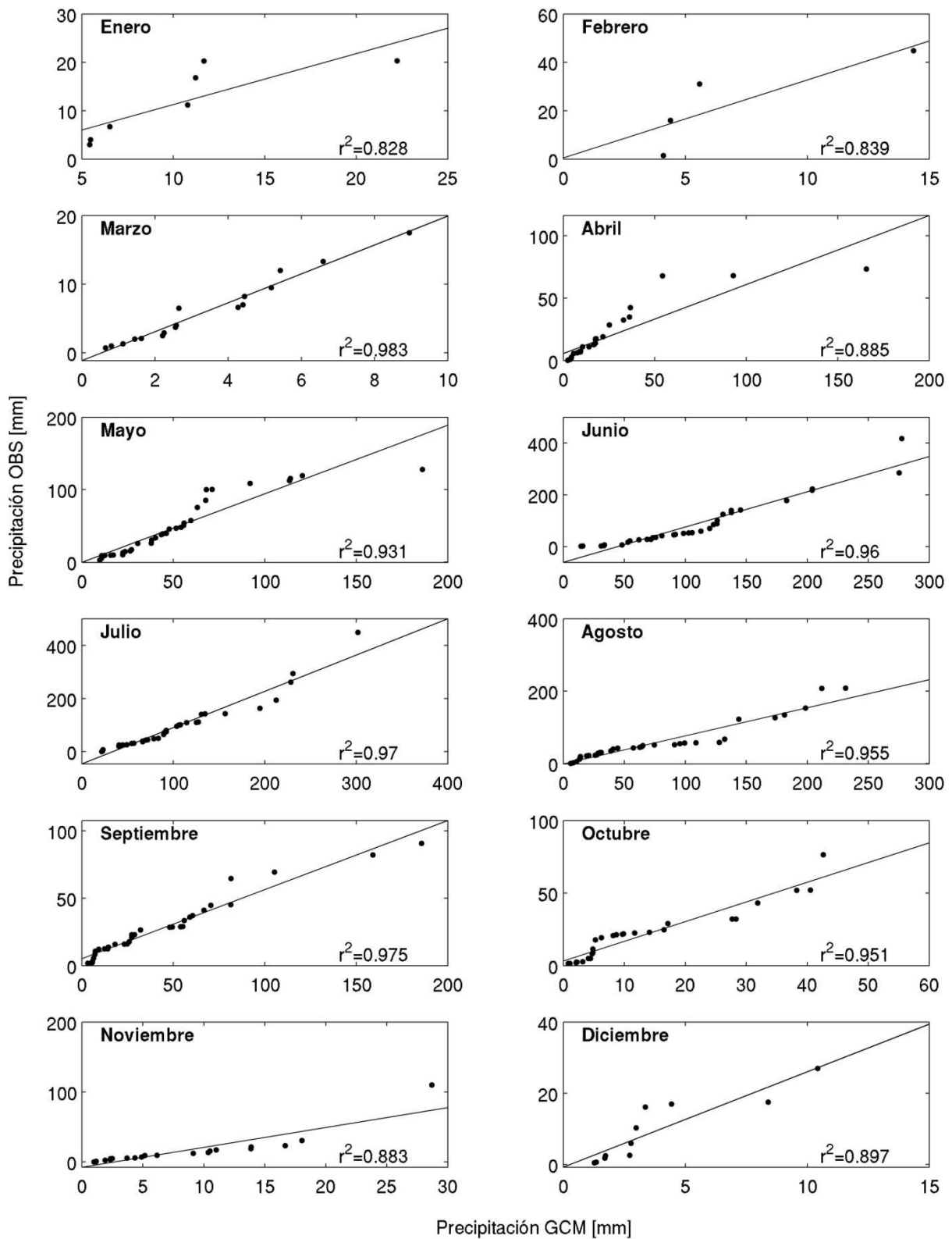


Figura 6-15: Correlaciones de precipitación observada y ECHAM5. Estación Vilcuya

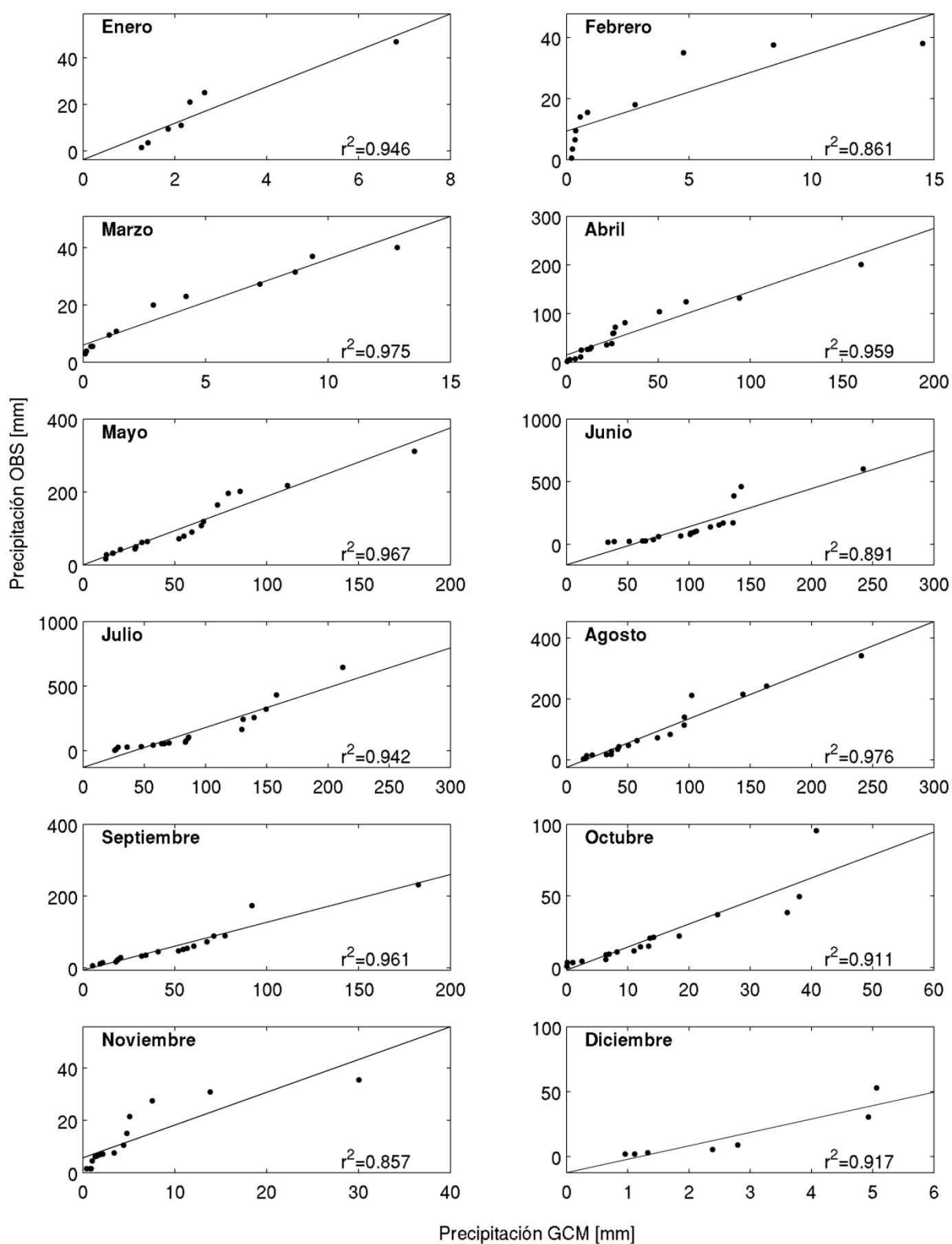


Figura 6-16: Correlaciones de precipitación observada y ECHAM5. Estación El Yeso

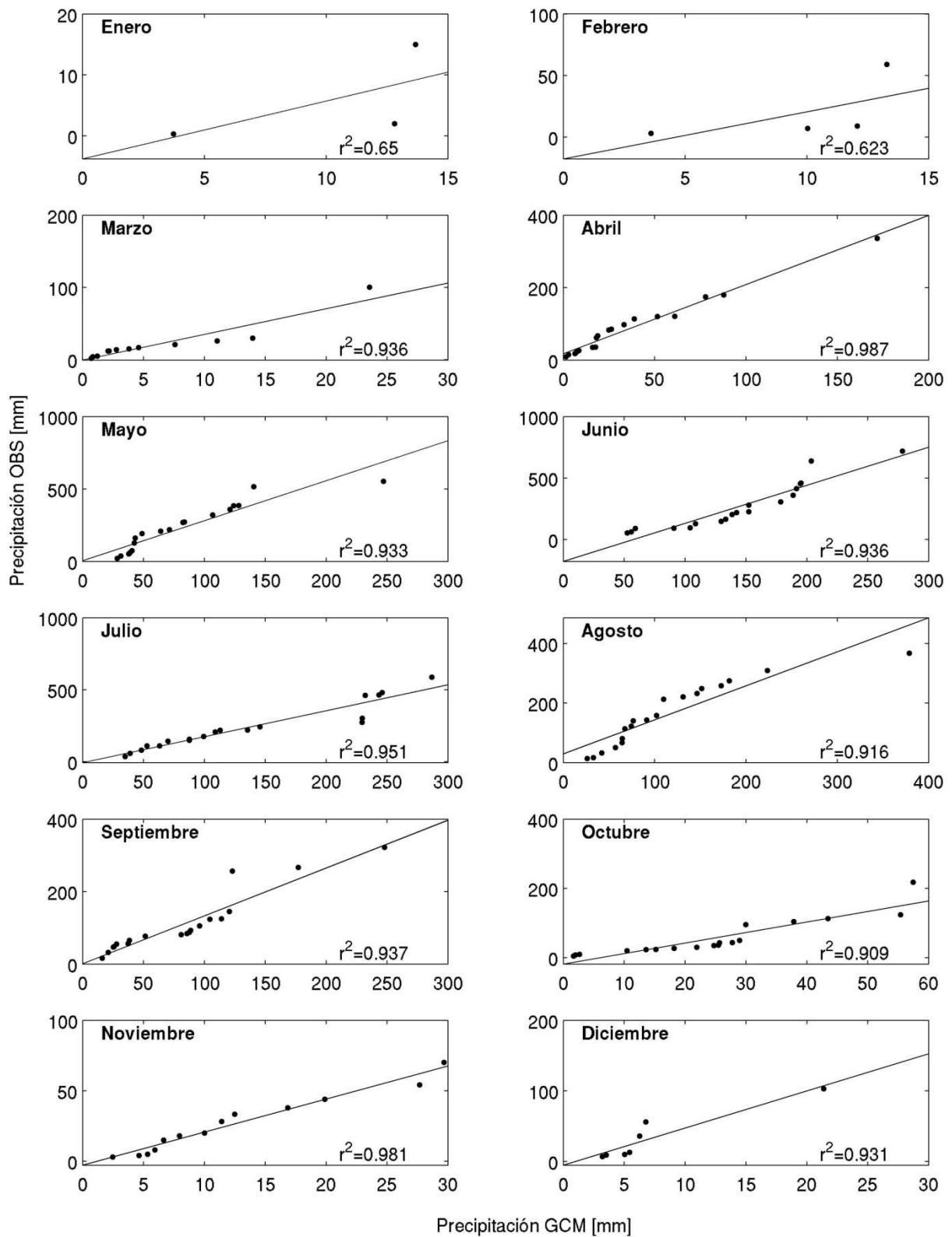


Figura 6-17: Correlaciones de precipitación observada y ECHAM5. Estación La Rufina

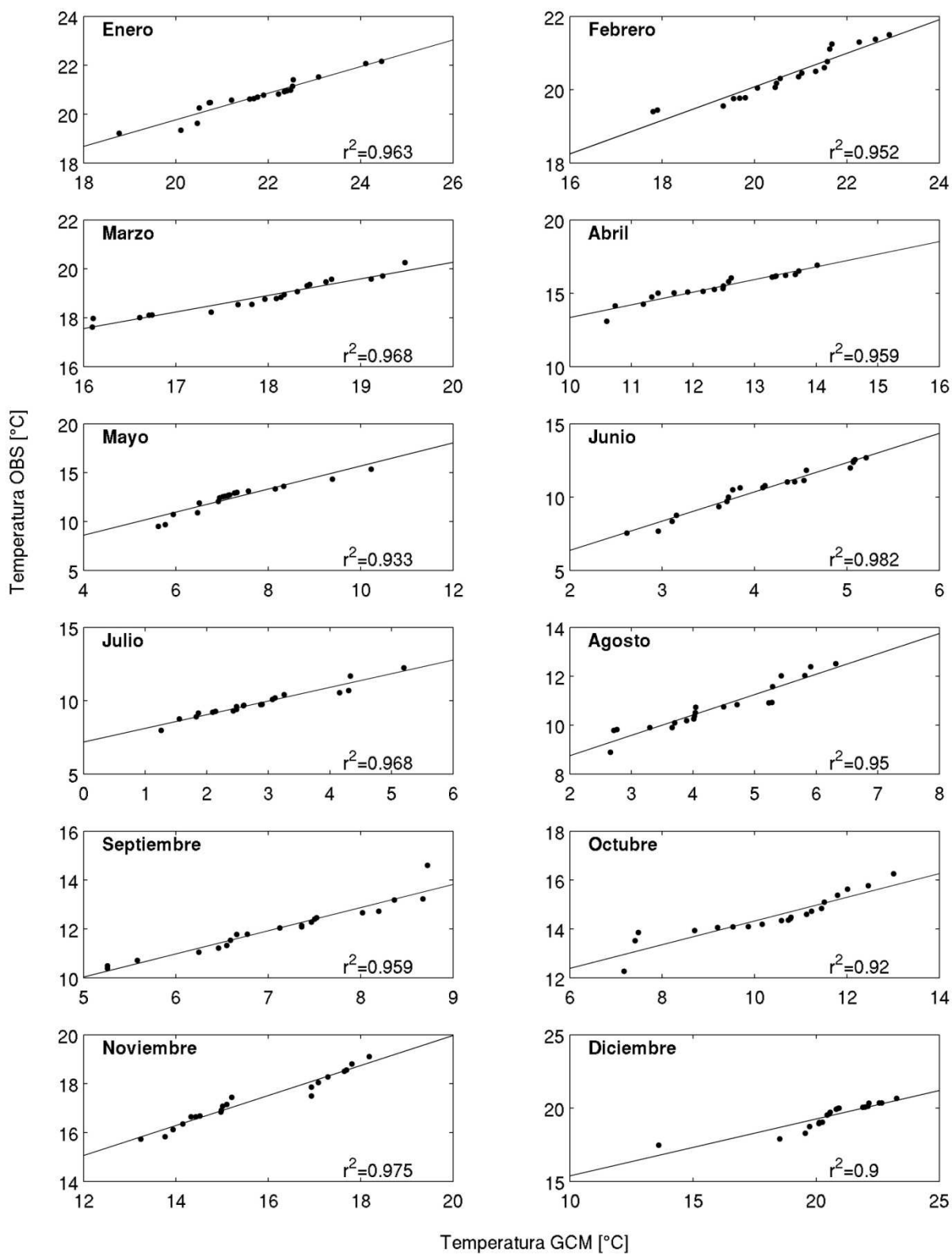


Figura 6-18: Correlaciones de temperatura observada y HadCM3. Estación Vilcuya

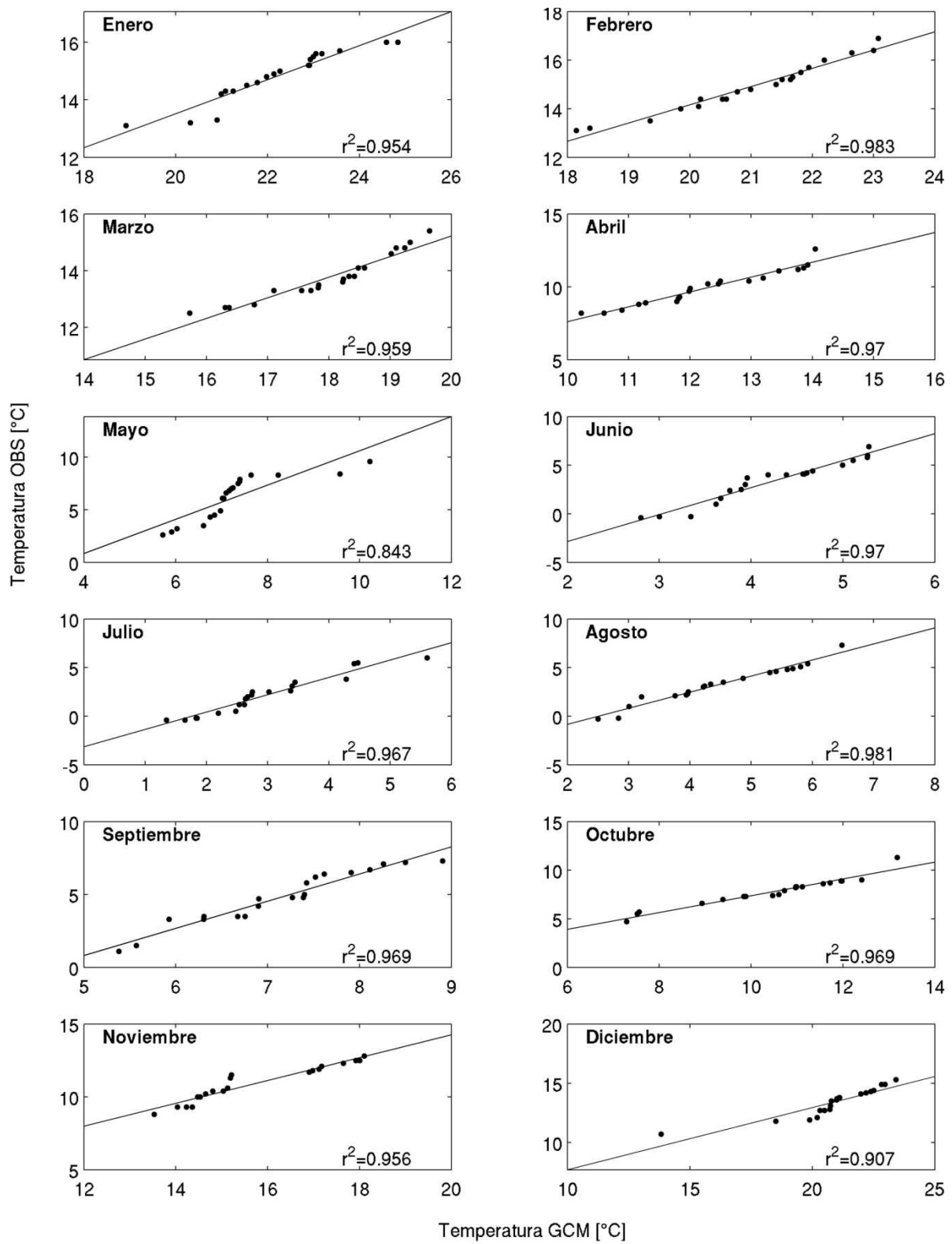


Figura 6-19: Correlaciones de temperatura observada y HadCM3. Estación El Yeso

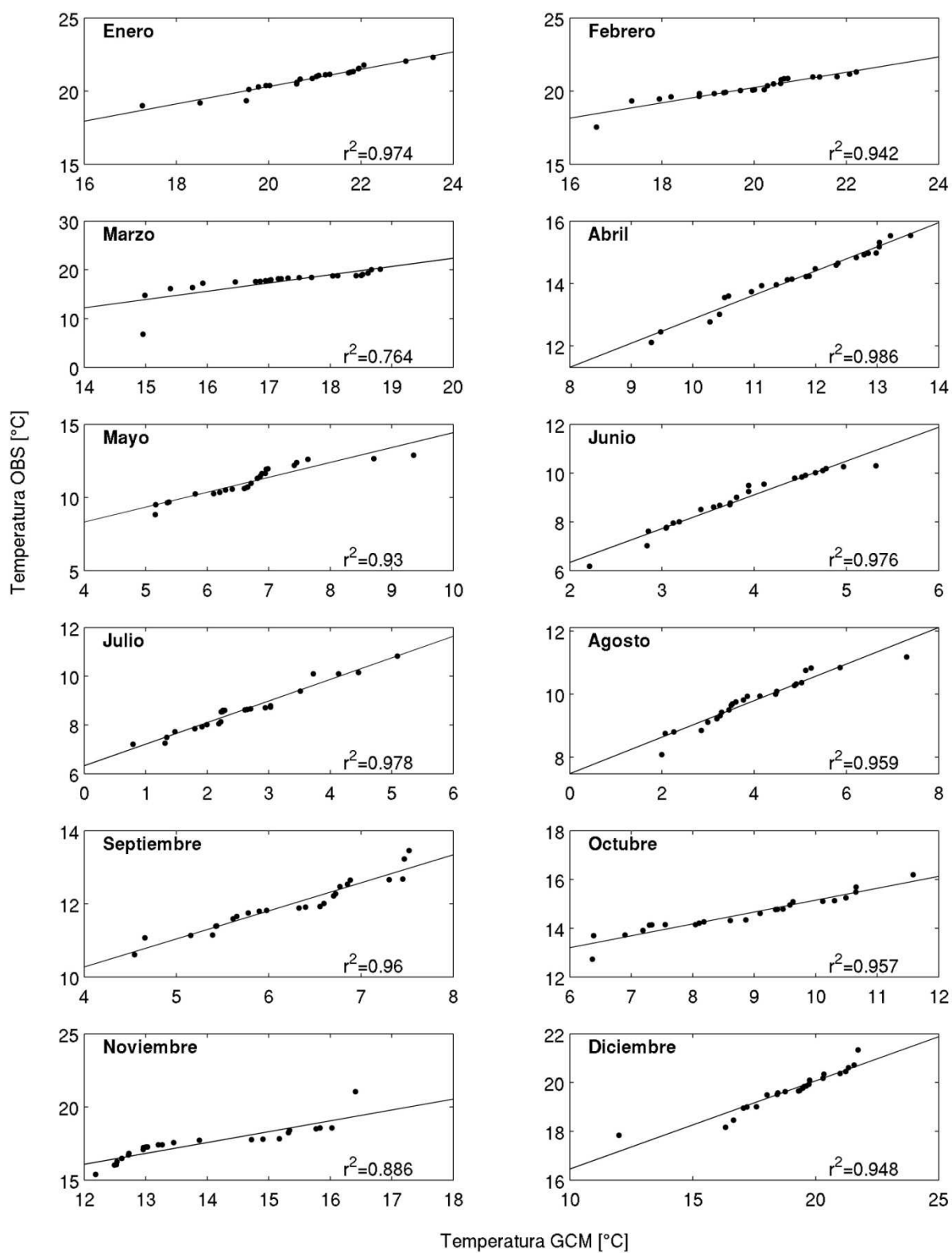


Figura 6-20: Correlaciones de temperatura observada y HadCM3. Estación Rengo

En general, los resultados de las correlaciones son aceptables y el coeficiente de correlación es superior a 0,8 a excepción de algunos meses de verano donde existen pocas precipitaciones registradas en el periodo histórico.

Los coeficientes extraídos de las correlaciones en el periodo histórico son guardados y se asume que son válidos en los periodos futuros.

Una vez escaladas las series de tiempo meteorológicas de cada GCM a las estaciones base, tanto en línea base como en periodos futuros, éstas fueron ingresadas a los modelos hidrológicos ya calibrados con los datos observados.

6.2.3 Resultados para Línea Base

Las series de tiempo meteorológicas escaladas, permiten realizar simulaciones hidrológicas de las respectivas líneas base (Figura 6-21 a Figura 6-23). De esta manera, se asegura que los GCMs entreguen resultados físicamente aceptables. Si se comparan las simulaciones de la línea base con las variables registradas, se puede ver que la simulación de cantidades medias es bastante aceptable, dejando validados los modelos para ser ejecutados en periodos futuros. En general, la simulación de las temperaturas tiene los mejores resultados siendo muy difícil apreciar diferencias entre los GCMs (Figura 6-21). La precipitación en tanto posee algunas diferencias respecto a los valores observados (Figura 6-22). Esto suele suceder debido a la dificultad de los modelos para representar fenómenos locales. Las diferencias en la precipitación se ven reflejadas en la simulación de los caudales, los cuales heredan cierta incertidumbre (Figura 6-23). Sin embargo, los resultados promedio de todas las cuencas son muy cercanos a los valores registrados en las estaciones correspondientes. Esto se debe a que el *downscaling* realizado fue diseñado para lograr una buena simulación de las cantidades medias.

La comparación los resultados de los GCMs para la precipitación y la temperatura se realiza directamente con los datos observados en las estaciones. En el caso de los caudales, las simulaciones hidrológicas extraídas de WEAP usando los datos de los GCMs son comparadas con las simulaciones hidrológicas usando los datos de precipitación y temperatura observados en la línea base. La excepción a este criterio corresponde a la cuenca de Tinguiririca en bajo Los Briones. Debido a que su calibración fue realizada entre los años 1999 y 2011, no se tiene una línea base que coincida con la de los GCMs. Por esto, su comparación de caudales simulados a partir de los GCMs, se realizó con los caudales simulados usando los datos observados del periodo de calibración (1999-2011).

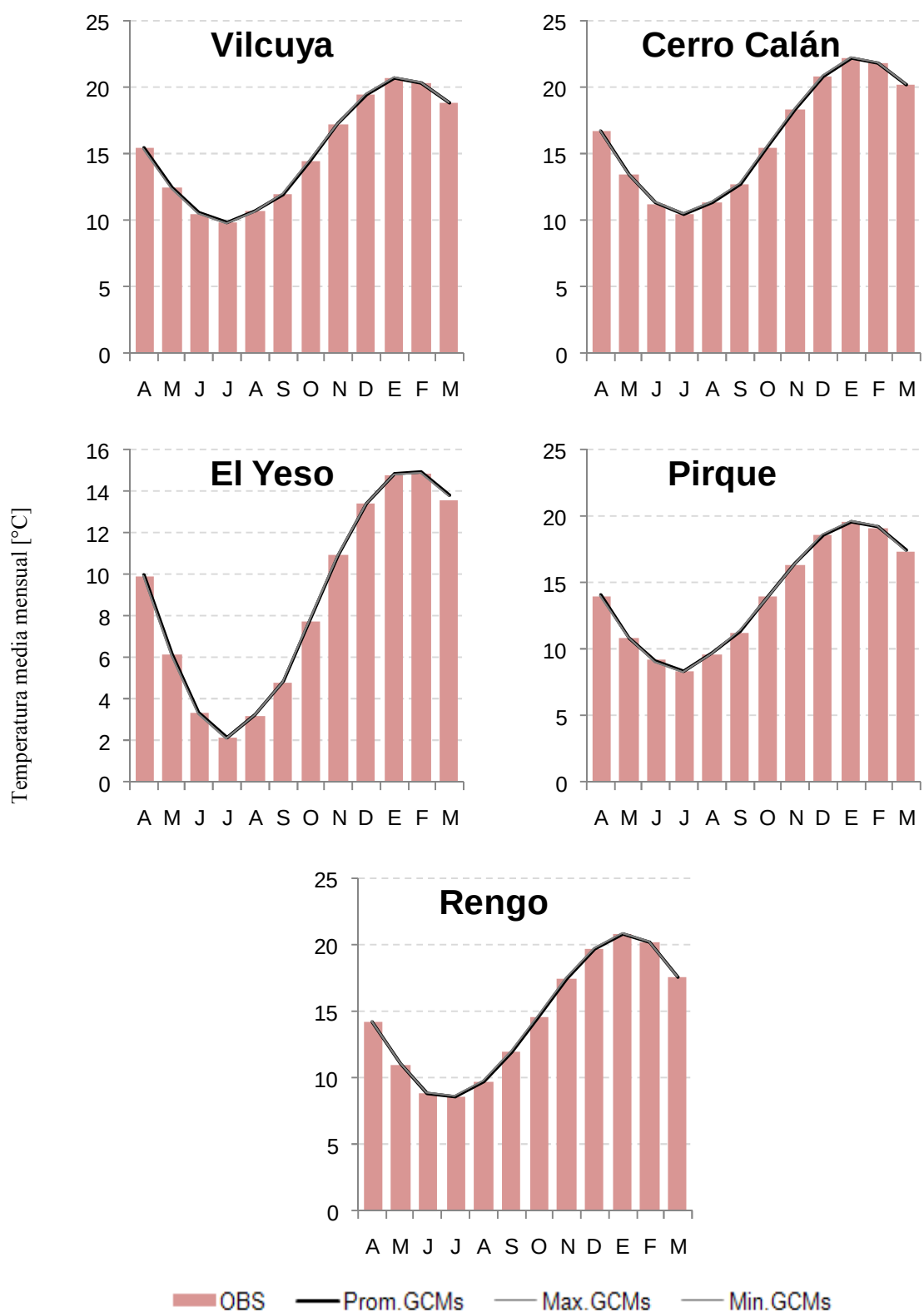


Figura 6-21: Temperatura GCMs en Línea Base

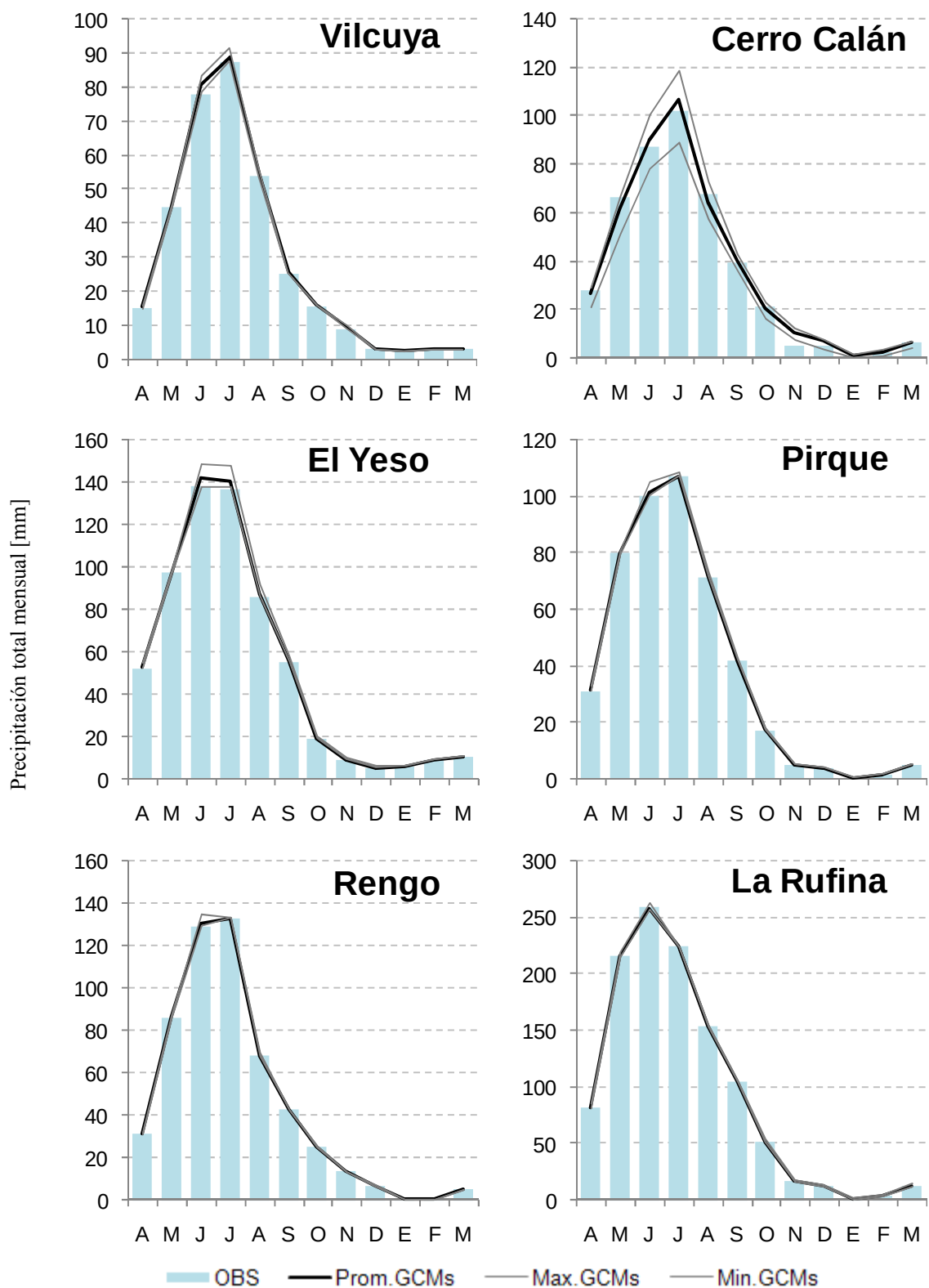


Figura 6-22: Precipitación GCMs en Línea Base

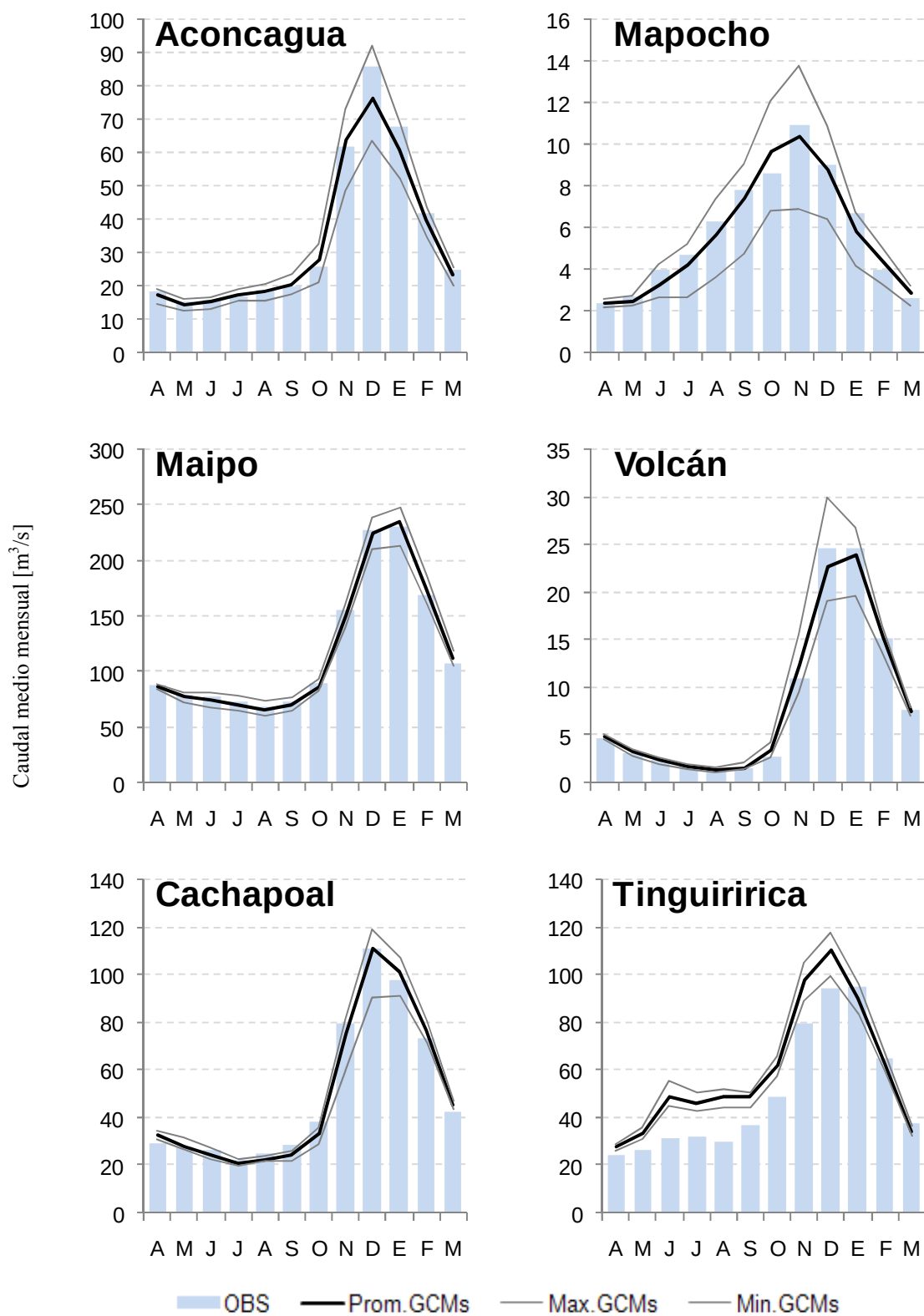


Figura 6-23: Caudal GCMs en Línea Base

6.2.4 Resultados Periodo 2010-2100

Una vez escaladas las variables meteorológicas correspondientes, mediante los modelos hidrológicos calibrados se obtuvieron las simulaciones de los periodos futuros. Un resumen detallado de las proyecciones se presenta desde la Tabla 6-9 a la Tabla 6-13. En ellas se muestra el valor promedio de los GCMs (μ) para las variables de interés en el periodo observado y posteriormente su variación porcentual (para la precipitación, caudal y almacenamiento nival) o absoluta (para la temperatura) en los periodos futuros. A medida que avanza el tiempo, todas las variables aumentan la incertidumbre en sus proyecciones. Esto se representa mediante la desviación estándar de los GCMs (σ).

Además, en la Tabla 6-13, se presenta el caudal medio mensual de seguridad 85% en el periodo base y el porcentaje de meses en los periodos futuros donde la escorrentía desciende por debajo de ese valor.

Si se realiza un análisis por cuenca (Figura 6-24), puede verse como la precipitación desciende en porcentajes muy similares en todas las estaciones analizadas. Por el contrario, la temperatura aumenta en mayor medida en la cuenca de El Yeso y en menor medida en Pirque, mientras que en Rengo, Cerro Calán y Vilcuya los aumentos de temperatura son similares en magnitud. Las disminuciones de escorrentía superficial y almacenamiento nival son también similares entre todas las cuencas, a excepción de Cachapoal, la cual posee descensos más moderados.

A modo de ejemplo, en la Figura 6-25, se muestran series de tiempo de la cuenca de Aconcagua. En esta figura puede verse como el aumento de temperatura es más marcado que el descenso en la precipitación, la escorrentía superficial y el almacenamiento nival. Llama la atención la presencia de importantes eventos extremos a partir del año 2060 (aprox.).

Estacionalmente, los resultados muestran con seguridad un aumento importante de las temperaturas (Figura 6-26) y, con mayor incertidumbre, una disminución moderada en la precipitación (Figura 6-27). En los modelos hidrológicos, esto se traduce en una disminución de los volúmenes de escorrentía total y un adelantamiento de los caudales máximos de deshielo (Figura 6-28). Por otro lado, el manto nival se ve afectado en su almacenamiento debido a la superposición de ambos efectos (Figura 6-29): la baja en la precipitación provoca una menor acumulación de nieve y al mismo tiempo el alza de las temperaturas provoca la elevación de la línea de nieves y una mayor frecuencia de eventos de precipitación líquida.

Tabla 6-9: Resumen de proyecciones hidro-meteorológicas. Temperatura media anual

Periodo	Estaciones									
	Vilcuya		Cerro Calán		El Yeso		Pirque		Rengo	
	μ	σ	μ	σ	μ	σ	μ	σ	μ	σ
OBS LB [°]	15,1		16,2		8,7		14		14,5	
I (2011-2040) [°]	0,8	0,2	0,8	0,2	1,1	0,3	0,7	0,2	0,7	0,2
II (2041-2070) [°]	1,5	0,3	1,5	0,3	2,1	0,4	1,3	0,2	1,5	0,3
III (2070-2099) [°]	2,6	0,4	2,6	0,4	3,7	0,6	2,2	0,4	2,5	0,5

μ : Valor promedio de los GCMs. σ : Desviación estándar de los GCMs

Tabla 6-10: Resumen de proyecciones hidro-meteorológicas. Precipitación total anual

Periodo	Estaciones											
	Vilcuya		Cerro Calán		El Yeso		Pirque		Rengo		La Rufina	
	μ	σ	μ	σ	μ	σ	μ	σ	μ	σ	μ	σ
OBS LB [mm]	339		437		645		471		543		1137	
I (2011-2040) [%]	-11	11,1	-9,6	11,7	-10	11,6	-11	11	-10	9,2	-11	7,8
II (2041-2070) [%]	-18	30,4	-17	25,2	-17	28,4	-18	26,6	-18	21,8	-18	21,8
III (2070-2099) [%]	-29	40,2	-28	36,3	-28	37,3	-30	37,4	-32	31,6	-31	30,5

μ : Valor promedio de los GCMs. σ : Desviación estándar de los GCMs

Tabla 6-11: Resumen de proyecciones hidro-meteorológicas. Caudal medio anual

Periodo	Estaciones											
	Aconcagua en Chacabuco		Mapocho en Los Almendros		Maipo en El Manzano		Volcán en Queltehués		Cachapoal 5km bajo Cortaderal		Tinguiririca en bajo Los Briones	
	μ	σ	μ	σ	μ	σ	μ	σ	μ	σ	μ	σ
OBS LB [m ³ /s]	32,8		6,0		121,3		8,6		50,6		60,2	
I (2011-2040) [%]	-13,2	14,5	-12,1	12,4	-8,0	7,2	-12,9	11,2	-4,3	2,8	-8,7	5,8
II (2041-2070) [%]	-23,3	39,7	-21,1	29,0	-18,5	16,8	-22,7	28,1	-7,7	6,0	-15,6	15,7
III (2070-2099) [%]	-34,8	49,8	-33,3	38,5	-22,1	20,7	-34,8	34,3	-13,0	7,7	-25,5	20,4

μ : Valor promedio de los GCMs. σ : Desviación estándar de los GCMs

Tabla 6-12: Resumen de proyecciones hidro-meteorológicas. Almacenamiento nival medio anual

Periodo	Estaciones											
	Aconcagua en Chacabuquito		Mapocho en Los Almendros		Maipo en El Manzano		Volcán en Queltehues		Cachapoal 5km bajo Cortaderal		Tinguiririca en bajo Los Briones	
	μ	σ	μ	σ	μ	σ	μ	σ	μ	σ	μ	σ
OBS LB [mm]	195,0		100,0		274,0		333,0		595,0		308,0	
I (2011-2040) [%]	-32,0	14,6	-23,0	9,2	-21,4	8,9	-19,9	8,2	-12,3	19,5	-18,7	6,4
II (2041-2070) [%]	-46,8	25,8	-37,5	20,3	-36,9	16,2	-34,9	20,8	-21,2	23,3	-32,0	14,9
III (2070-2099) [%]	-61,9	41,0	-56,7	31,5	-57,4	23,8	-54,8	31,1	-34,9	27,6	-50,4	20,7

μ : Valor promedio de los GCMs. σ : Desviación estándar de los GCMs

Tabla 6-13: Resumen de proyecciones hidro-meteorológicas. Años inferiores al caudal medio mensual de seguridad 85%

Periodo	Estaciones											
	Aconcagua en Chacabuquito		Mapocho en Los Almendros		Maipo en El Manzano		Volcán en Queltehues		Cachapoal 5km bajo Cortaderal		Tinguiririca en bajo Los Briones	
	μ	σ	μ	σ	μ	σ	μ	σ	μ	σ	μ	σ
OBS LB [m³/s]	10,7		2,2		59		1,4		21,7		28,9	
I (2011-2040) [%]	27,7	7,9	25,2	8,4	19,5	6,3	14,8	4,5	13,8	3,4	22	5,1
II (2041-2070) [%]	35,6	18,5	33,1	13,3	24,8	12,1	15,8	7,9	14,6	5,0	27,8	8,5
III (2070-2099) [%]	44,3	25,1	42,6	20,0	30,9	15,1	16,8	12,1	14,9	6,1	34,3	13,4

μ : Valor promedio de los GCMs. σ : Desviación estándar de los GCMs

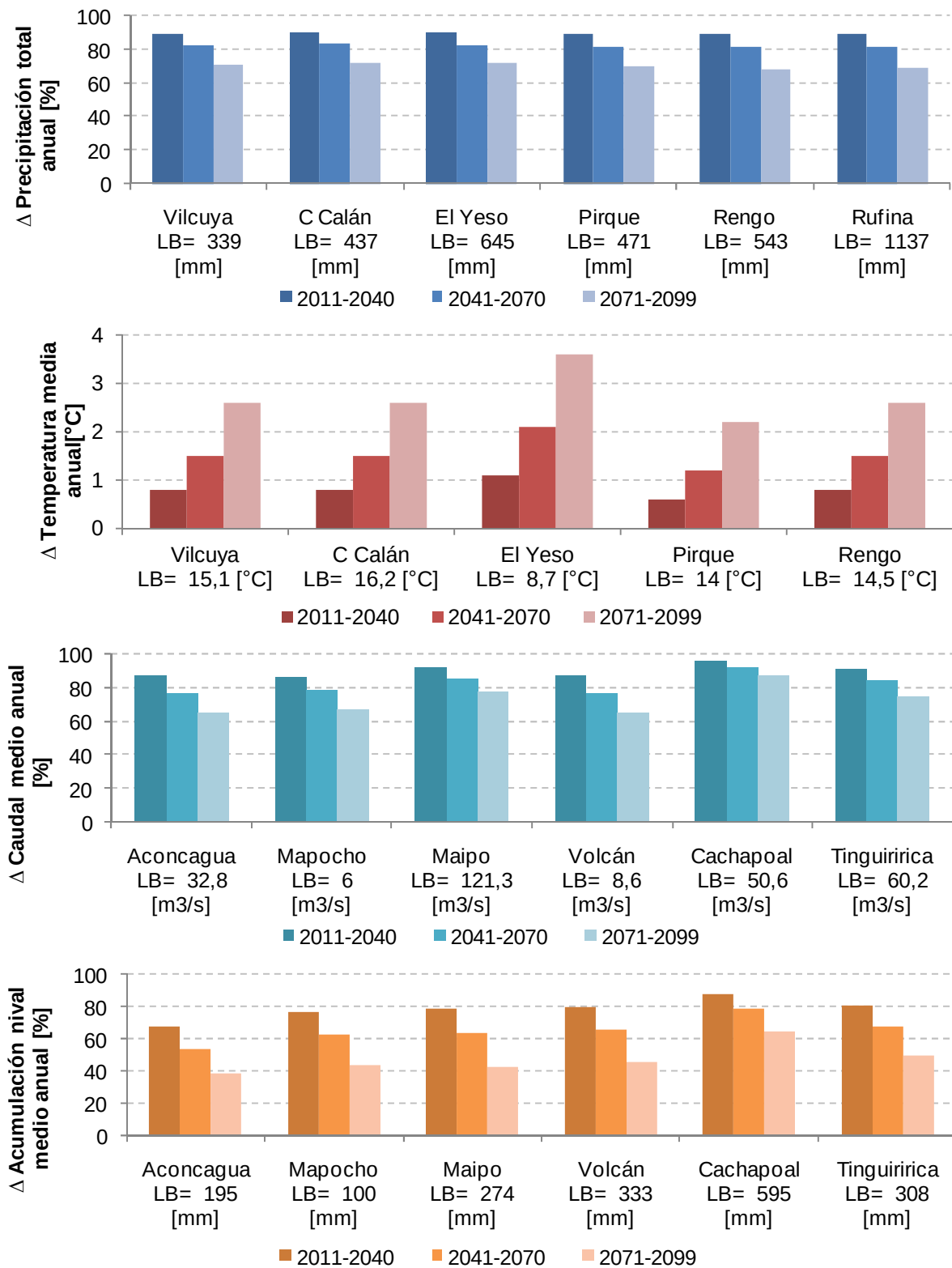


Figura 6-24: Proyecciones por periodo

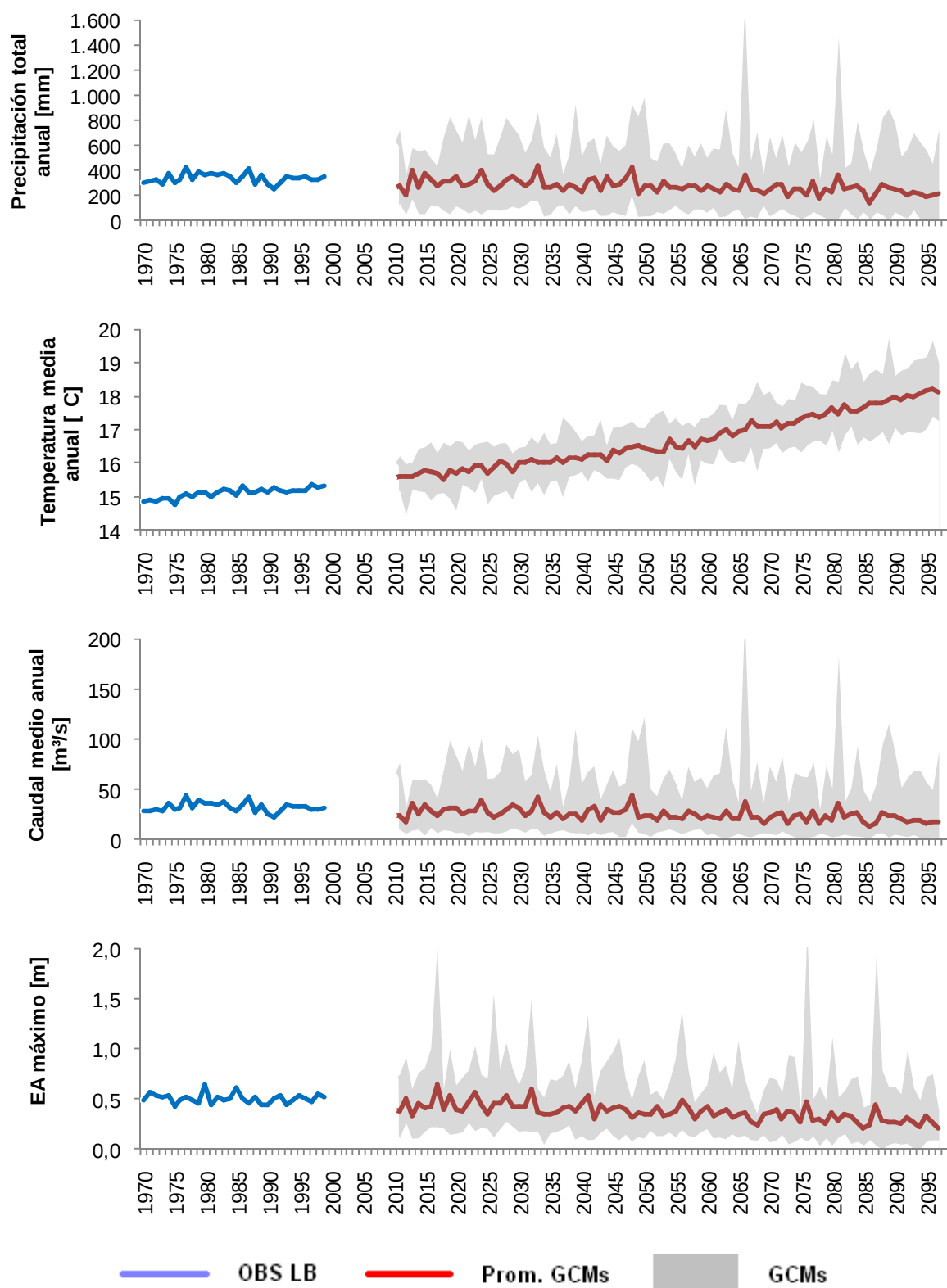


Figura 6-25: Series de tiempo de las proyecciones a nivel anual. Aconcagua en Chacabuco

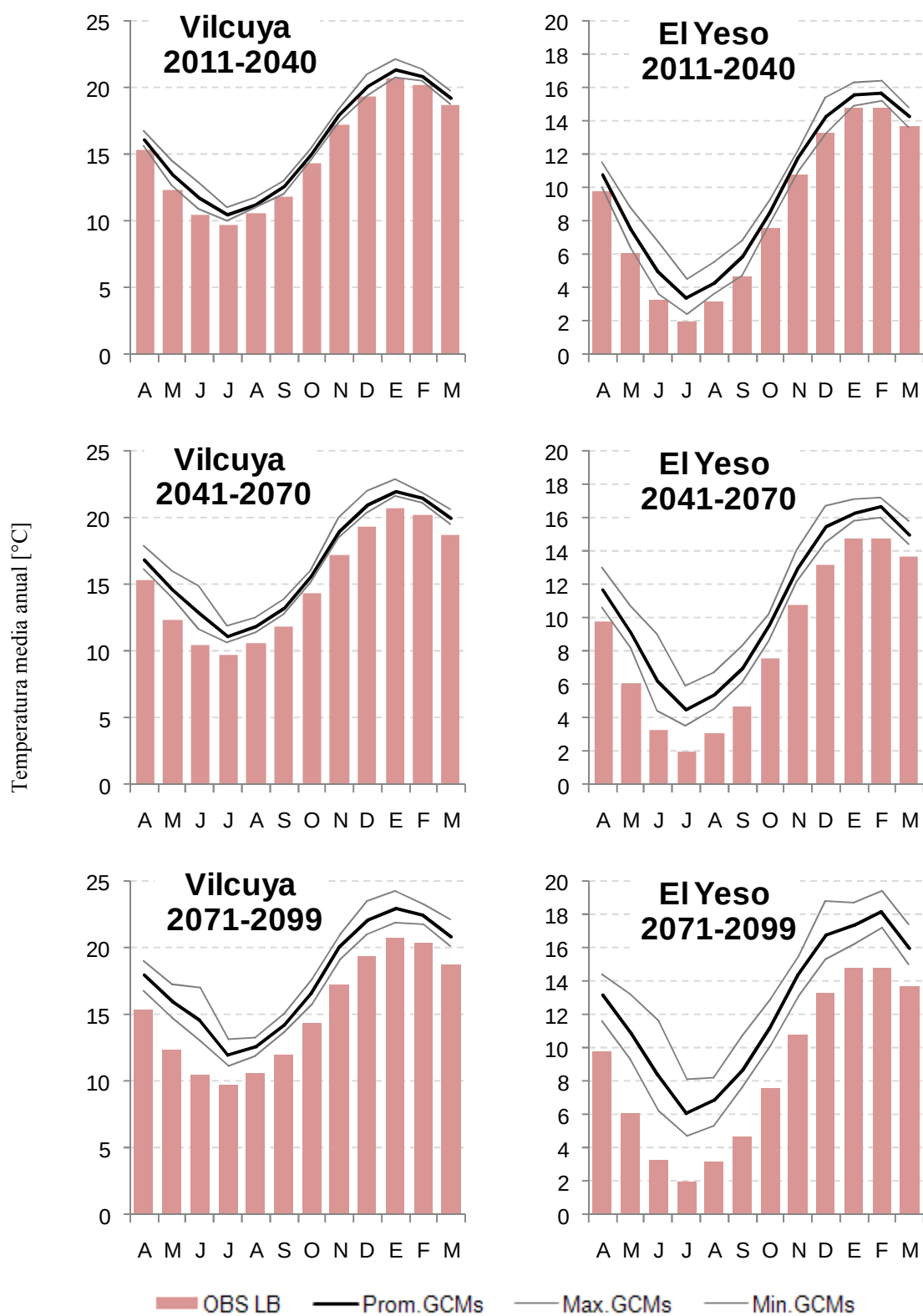


Figura 6-26: Proyecciones de Temperatura

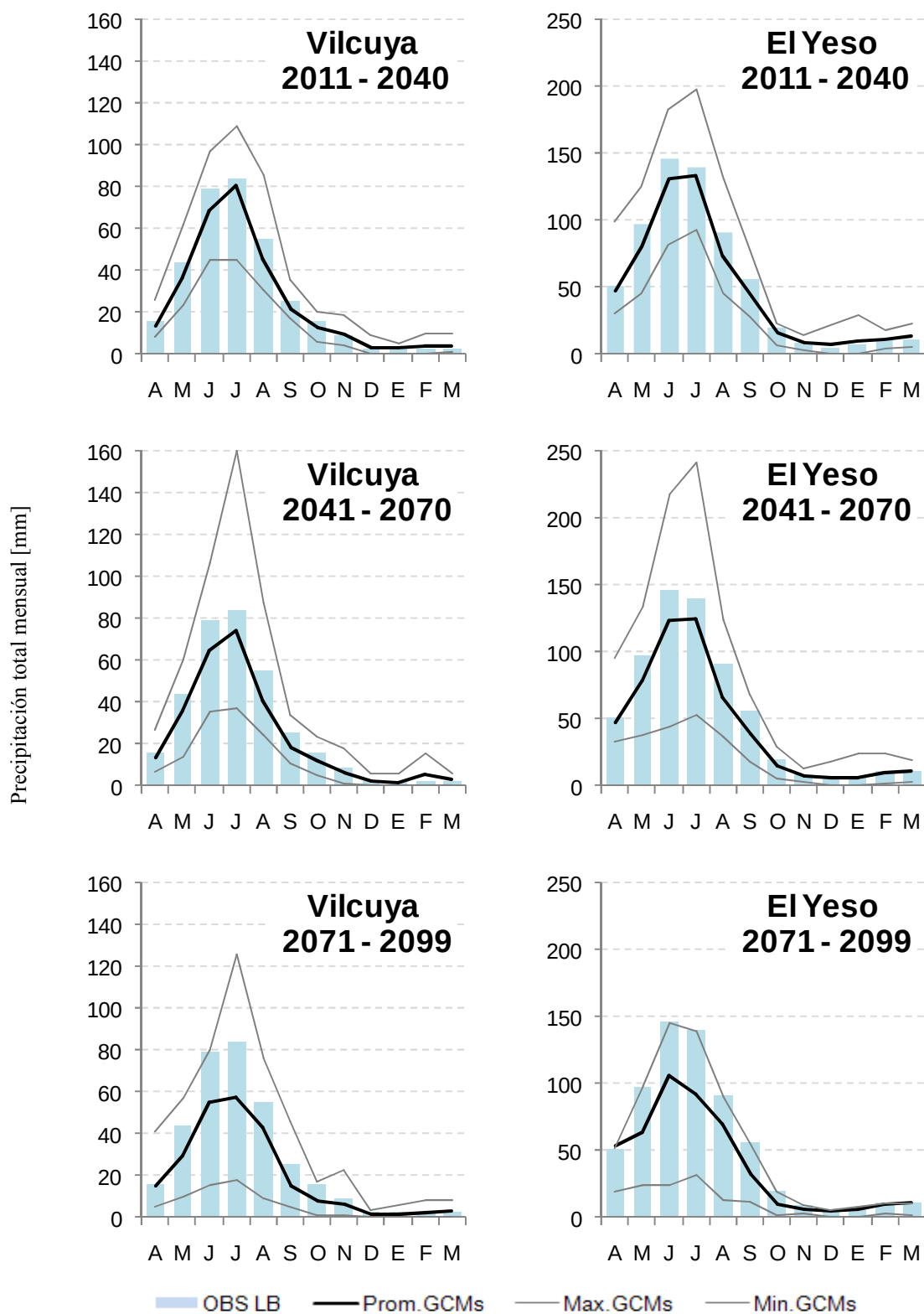


Figura 6-27: Proyecciones de Precipitación

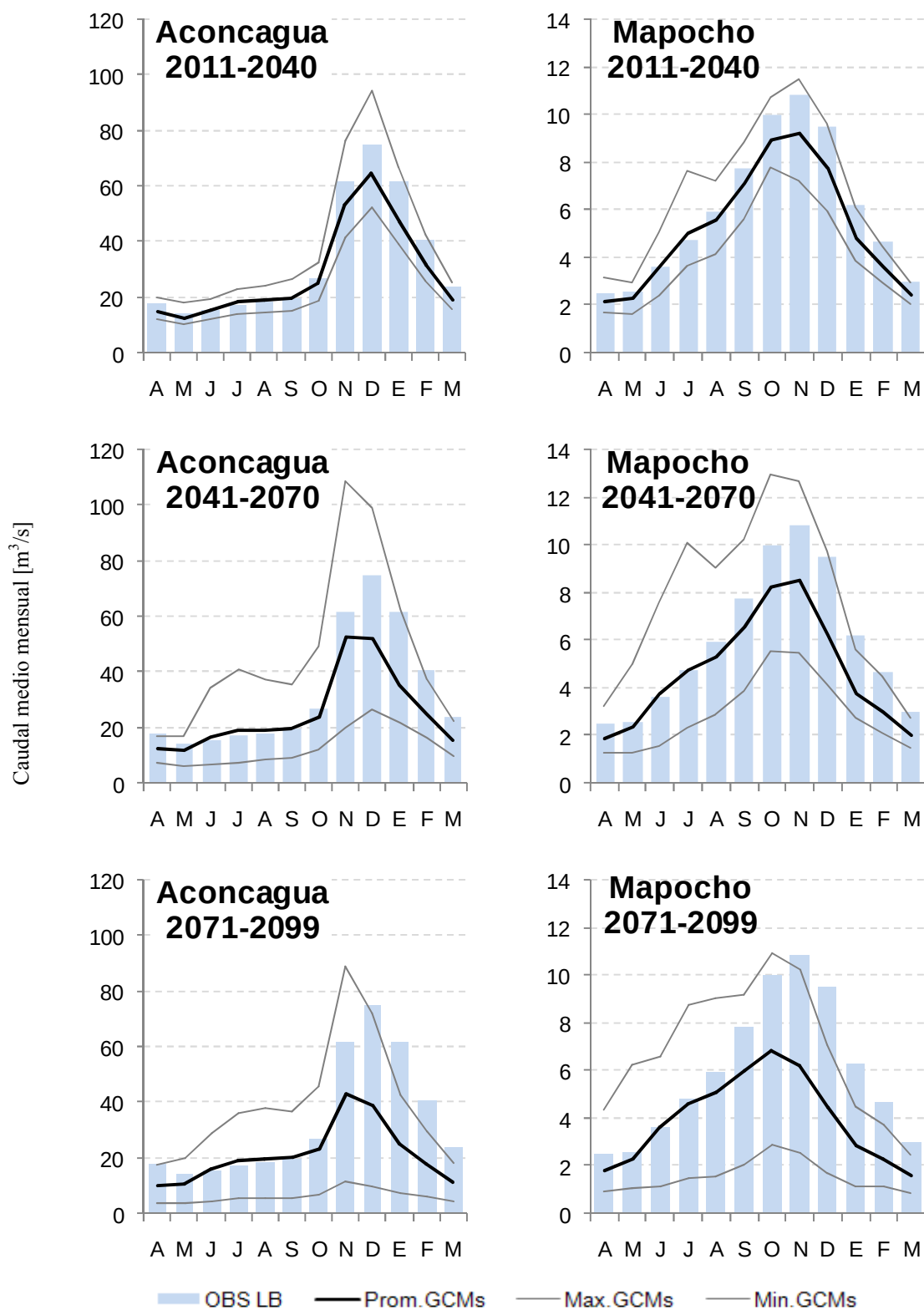
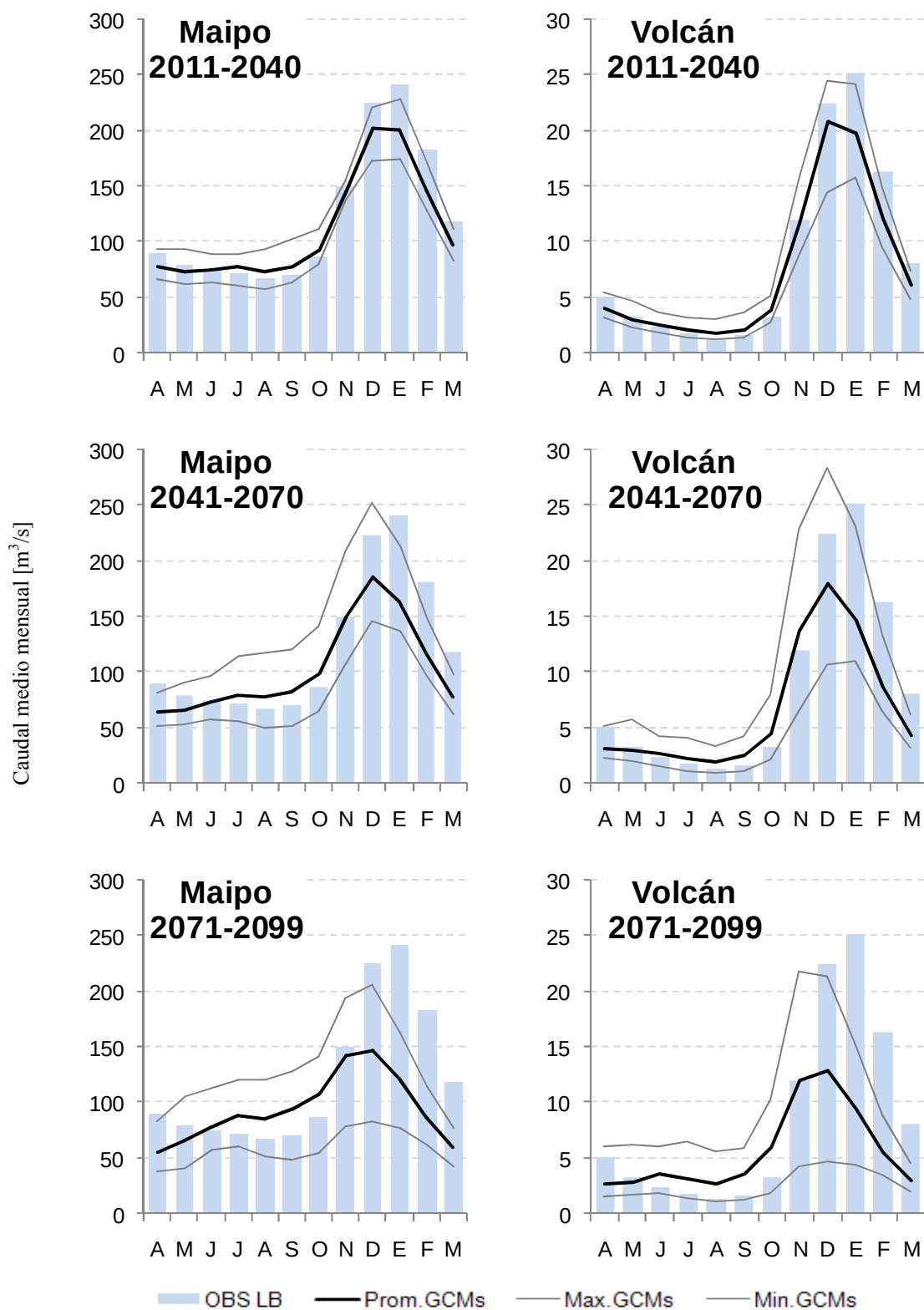
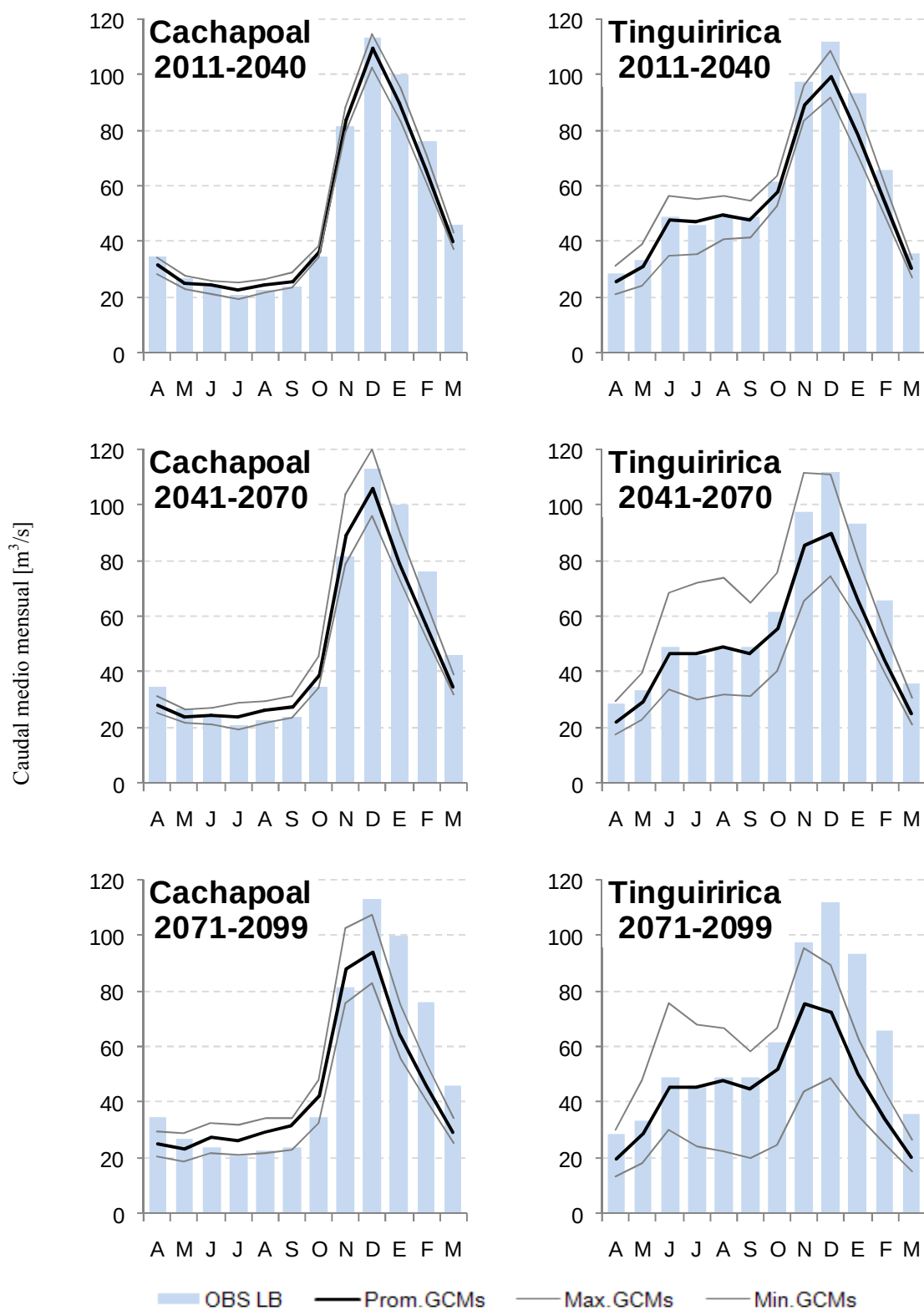


Figura 6-28: Proyecciones de Caudal



Continuación Figura 6-28: Proyecciones de Caudal



Continuación Figura 6-28: Proyecciones de Caudal

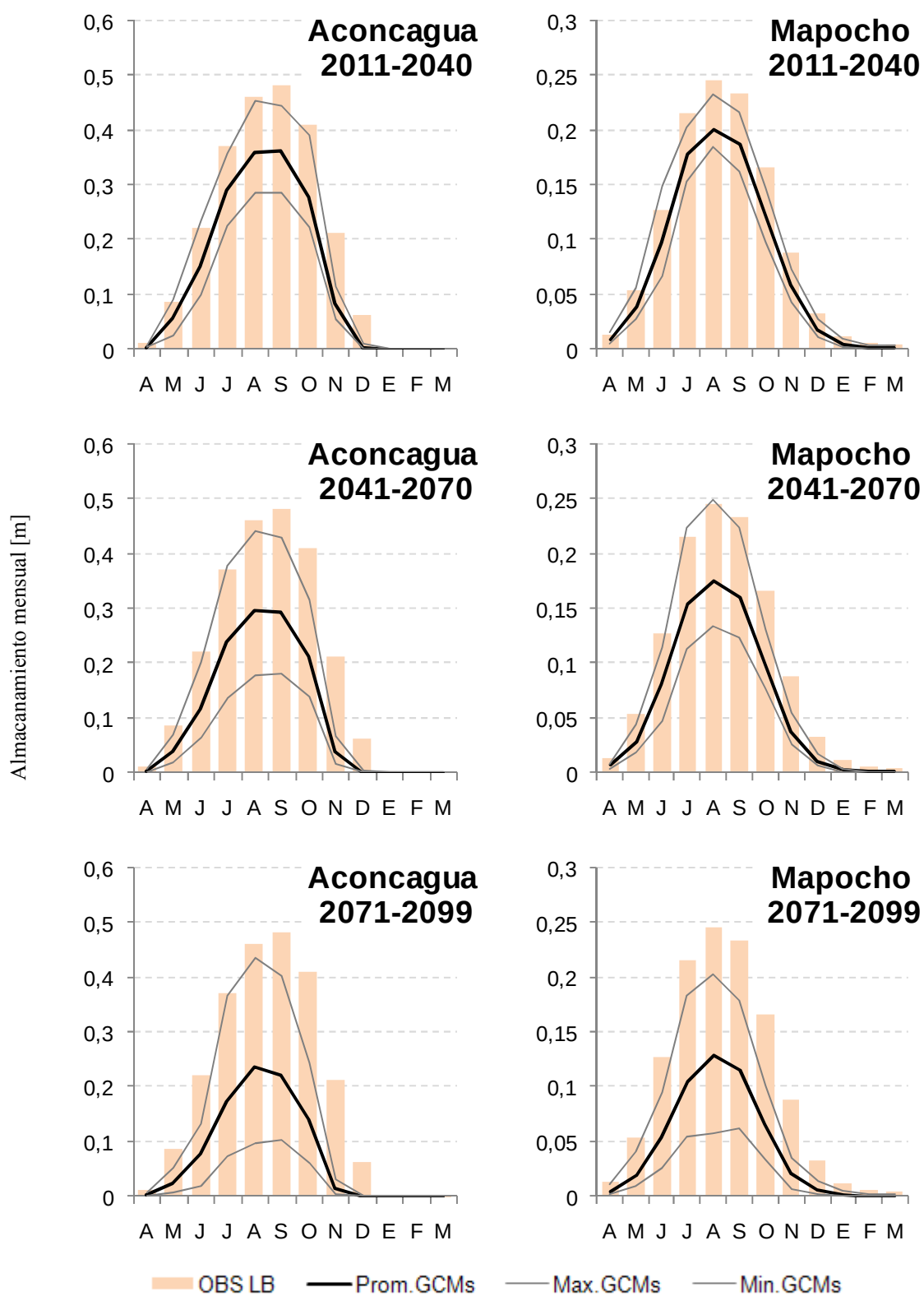
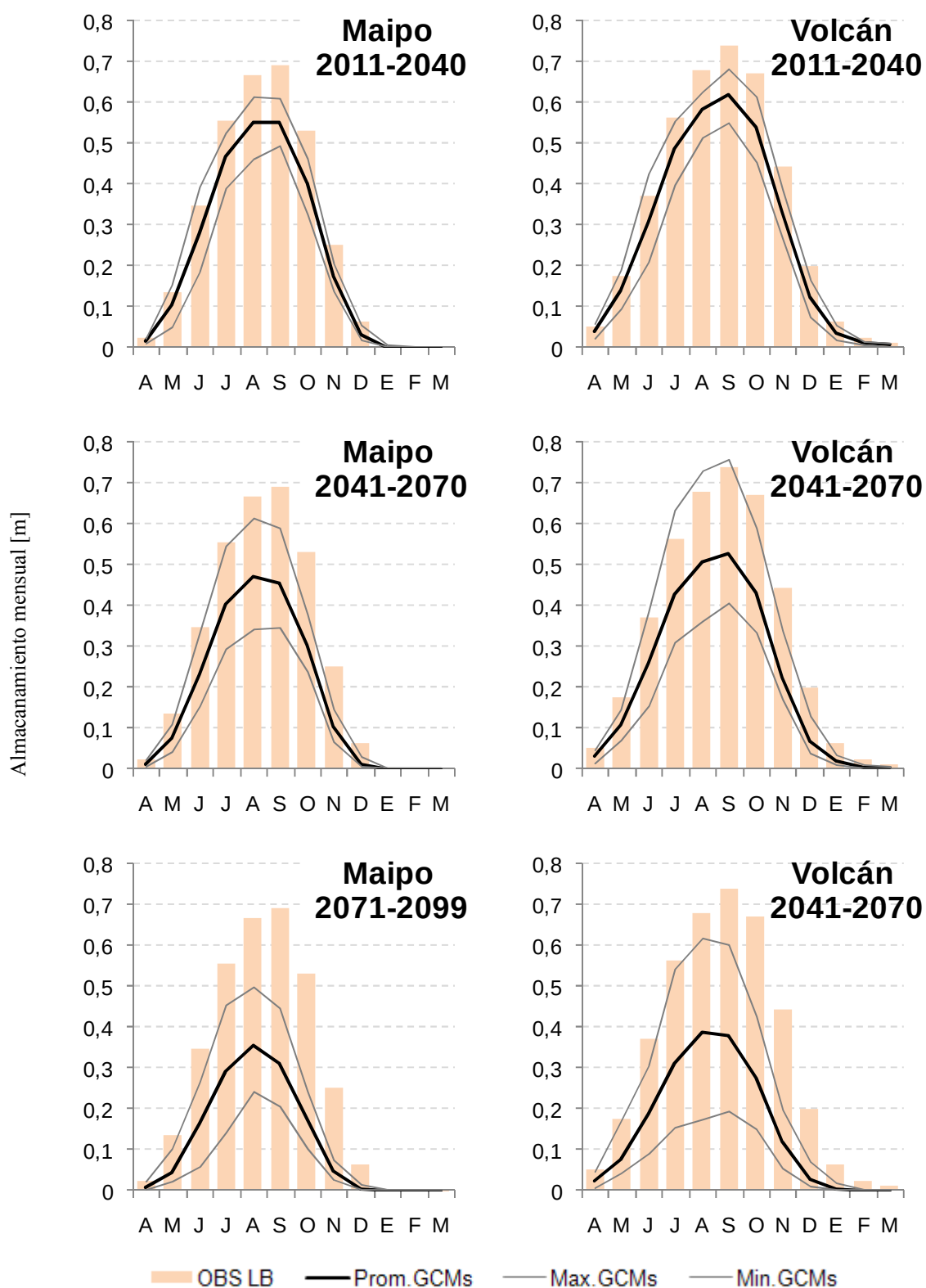
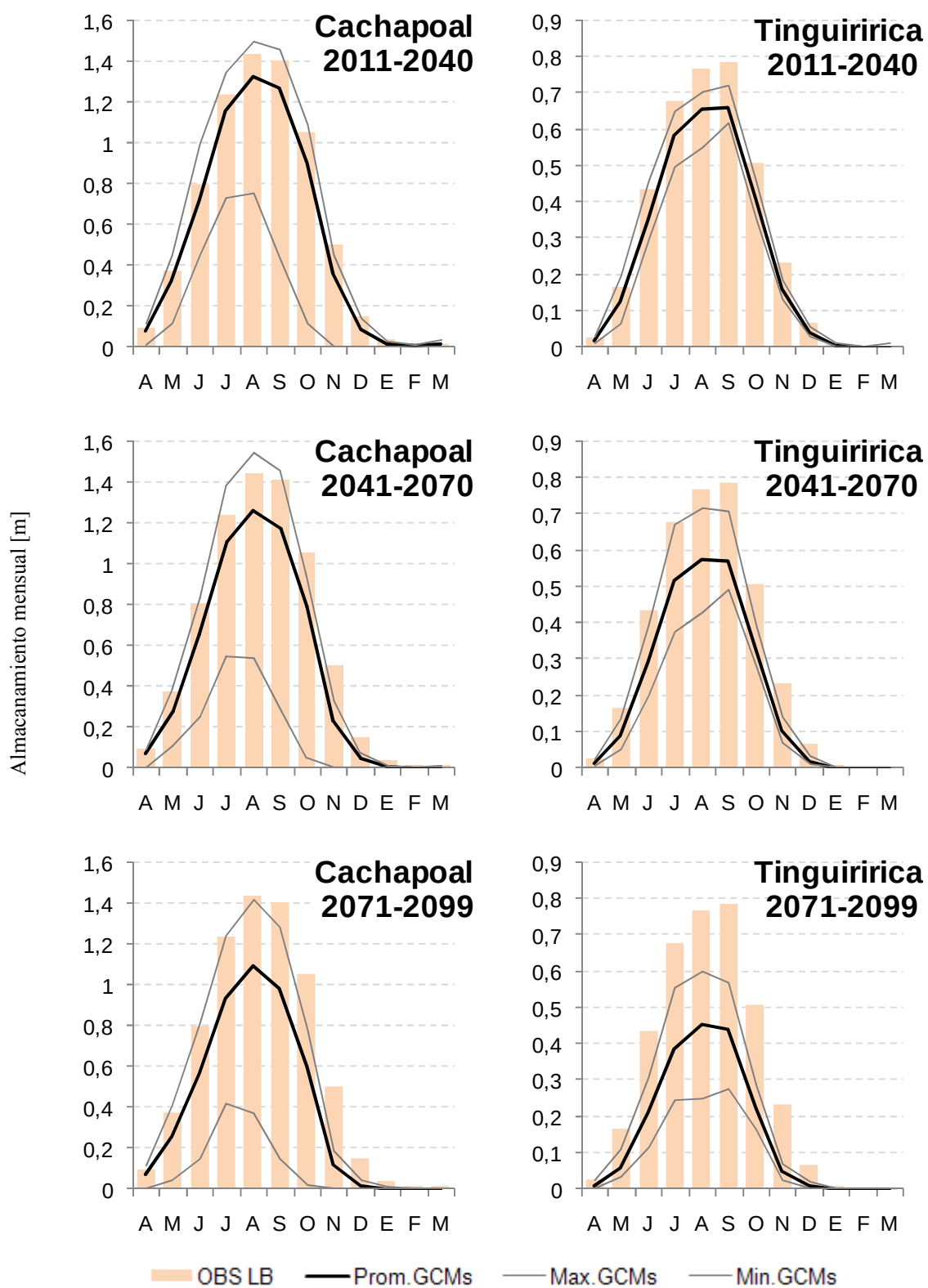


Figura 6-29: Proyecciones del almacenamiento nival



Continuación Figura 6-29: Proyecciones del almacenamiento nival



Continuación Figura 6-29: Proyecciones del almacenamiento nival

7. DISTRIBUCIÓN ESPACIAL DEL EQUIVALENTE EN AGUA

7.1 Introducción

Para modelar hidrológicamente a gran escala, a menudo se construye un gradiente de precipitación en función de la elevación y por medio de la temperatura se discrimina si esta precipitación es líquida o sólida. En ocasiones se utilizan imágenes satelitales de superficie cubierta de nieve o Snow Covered Area (SCA), en las que se evalúa la evolución del manto nival en el tiempo (Cortés, 2010), como herramienta de verificación del correcto funcionamiento de un modelo hidrológico. A una escala más pequeña, la utilización de este tipo de gradientes no resulta ser representativo de la cantidad de nieve acumulada en una cuenca, puesto que la variabilidad espacial que tiene el proceso de acumulación y derretimiento de nieve es más importante, por lo que se hace necesario estudiar cuáles son los factores relevantes que influyen en estos procesos.

Para el estudio de la distribución local del equivalente en agua (EA) se requiere un monitoreo que abarque completamente el área de estudio e incluya un gran número de observaciones (Molotch, Colee, Bales, & Dozier, 2005). Investigaciones recientes (López-Moreno & Nogués-Bravo, 2006), modelan la distribución espacial de la nieve a nivel de cuenca, mediante el uso de interpolaciones de la profundidad de nieve considerando regresiones lineales simples, métodos geo-estadísticos o árboles de regresión binaria. Estas técnicas utilizan como parámetros variables topográficas y meteorológicas. Las variables topográficas más utilizadas corresponden a elevación, pendiente, orientación y *maximum upwind slope* (Winstral & Marks, 2002), que se pueden obtener a partir de un Modelo de Elevación Digital (DEM). Si bien los resultados de estos estudios no son concluyentes respecto a cuales parámetros topográficos explican mejor la distribución espacial de la nieve, si se desprende que la utilización de estas herramientas entrega resultados satisfactorios respecto a la distribución espacial del EA, lo cual ha sido verificado en la mayoría de los casos mediante test de validación cruzada (Molotch, Colee, Bales, & Dozier, 2005).

En la presente investigación se estudia la distribución espacial del EA en tres cuencas piloto de la zona central, utilizando las herramientas descritas en el párrafo anterior. Las cuencas de los esteros Morales y Olla Blanca fueron monitoreadas durante el período de máxima acumulación del año 2011, mientras que la cuenca del estero Ojos de agua se monitoreó durante el período de deshielo del año 2010, máxima acumulación 2011 y deshielo 2011. Se destaca que las campañas realizadas durante el año 2010 son de suma utilidad para definir la metodología de medición a aplicar el año 2011.

7.2 Información disponible

La información topográfica básica requerida se obtiene a partir del Modelo de Elevación Digital de alta resolución (30 m) ASTER-GDEM³, del cual se desprende el valor de la elevación. Mediante el uso de un software GIS⁴, se calculan el valor de la pendiente y la orientación en cada uno de los píxeles. Se calcula también el parámetro topográfico *maximum upwind slope* (MUS), el cual captura la variabilidad en el depósito de nieve como resultado de la redistribución por viento. Su valor para cada pixel, queda determinado por la Ecuación 7-1.

$$MUS(x_i, y_i) = \max \left(\tan^{-1} \left(\frac{ELEV(x_v, y_v) - ELEV(x_i, y_i)}{((x_v - x_i)^2 + (y_v - y_i)^2)^{0.5}} \right) \right) \quad 7-1$$

Donde $ELEV(x_i, y_i)$ corresponde a la elevación de la celda de interés de coordenadas (x_i, y_i) , $ELEV(x_v, y_v)$ a la elevación de las celdas de coordenadas (x_v, y_v) que se encuentran alrededor de la celda de cálculo y dentro de un ángulo de búsqueda definido por la dirección predominante del viento.

La Figura 7-1 muestra un esquema general para el cálculo de este parámetro. Si la dirección predominante del viento es variable, se subdivide el ángulo de búsqueda en arcos iguales, se calcula el valor del parámetro en cada una de las subdivisiones, y se toma el promedio de éstos como el valor final del MUS. El valor del radio de influencia utilizado es de 750 metros. La dirección predominante del viento se obtiene a partir de estaciones meteorológicas. En Ojos de Agua la dirección predominante va de 315° a 360°, en Morales de 0° a 45° y en Olla Blanca de 45° a 75°. Para el MUS (Figura 7-2), un valor más pequeño es índice de una menor acumulación de nieve producto del viento.

En la Figura 7-3 se muestra la distribución espacial de los parámetros topográficos en cada una de las cuencas piloto. En ésta se aprecia que las cuencas Ojos de Agua y Morales presentan una amplitud en elevación superior a los 2.000 metros y pendientes fuertes que en algunos sectores sobrepasan los 70°, mientras que la cuenca Olla Blanca presenta una superficie más regular, cuya pendiente no sobrepasa los 50°.

³ Obtenido de ASTER-GDEM.

⁴ Geographic Information System

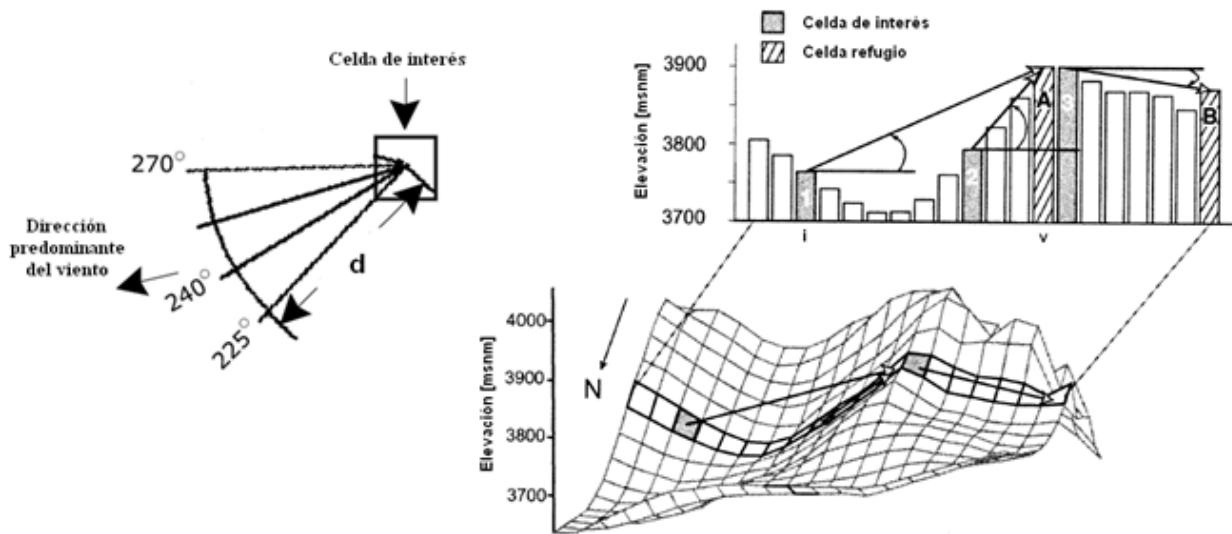


Figura 7-1: Esquema para el cálculo del MUS

La Figura 7-1 muestra que para el caso de las celdas de interés 1 y 2, la celda más difícil de vencer es A, mientras que para la celda de interés 3, la celda más difícil de vencer es B. Siendo esto así, el valor del MUS para las celdas 1 y 2 será positivo, mientras que para la celda 3 será negativo (Adaptado de Winstral et al., 2002).

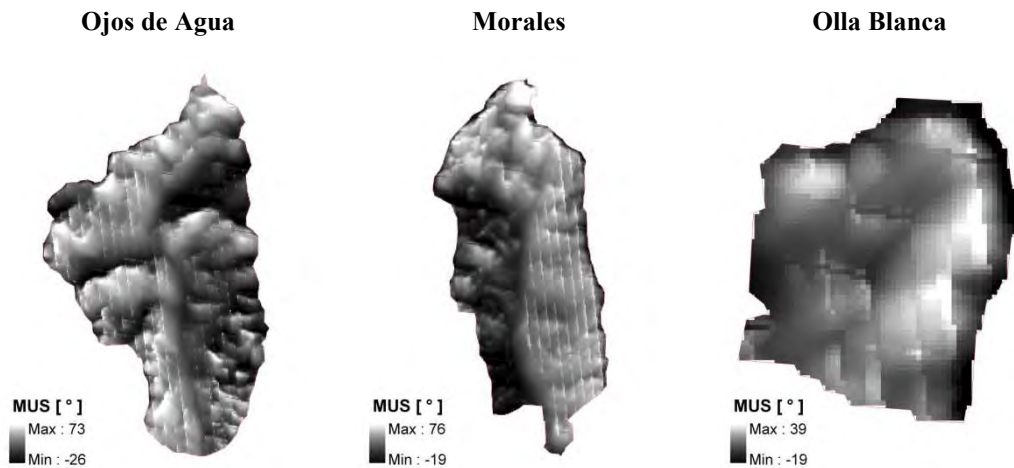


Figura 7-2: Distribución espacial del parámetro MUS

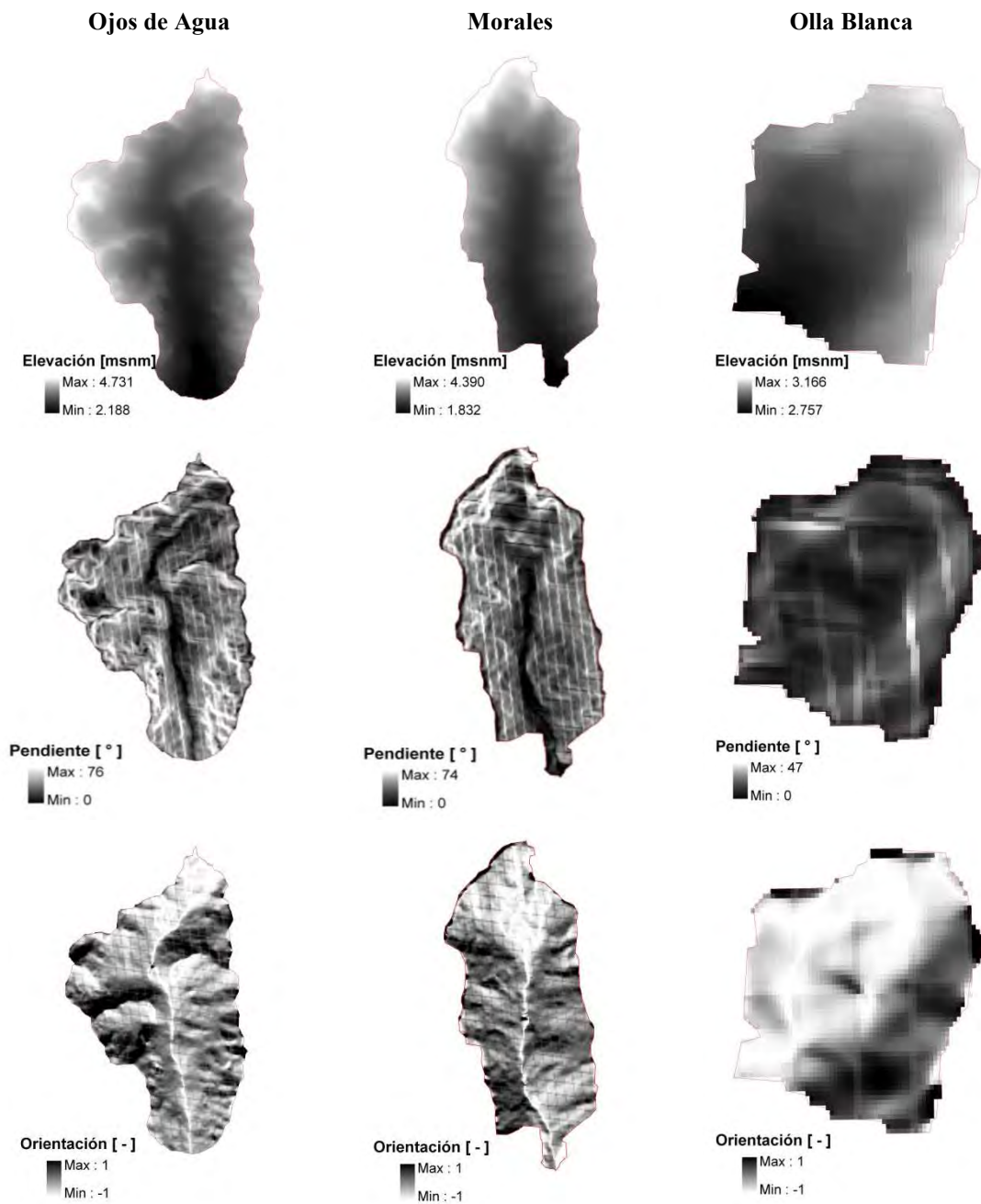


Figura 7-3: Distribución espacial de parámetros topográficos

El valor de la orientación corresponde al coseno de este parámetro. Un valor 1 corresponde a un punto que mira hacia el norte, mientras que un valor de -1 es índice de un punto que mira hacia el Sur.

7.3 Campañas y metodología de monitoreo en terreno

Para efectos de la modelación del equivalente en agua de nieve se realizaron 25 campañas de terreno, comprendidas entre septiembre del año 2010 y noviembre del año 2011. La mayoría de estas campañas se realizó en la cuenca de Ojos de Agua, la cual fue escogida para el estudio en el tiempo de la distribución espacial del EA.

El principal objetivo del monitoreo nival fue la recolección de información sobre el manto nival para su posterior modelación. Para ello, se ha medido la profundidad de la nieve y complementado con mediciones de densidad y temperatura del manto.

En la Tabla 7-1 se presenta un resumen de las campañas de terreno realizadas y en el Anexo B se muestra el detalle de cada una. Durante el verano del 2011 fueron instaladas 2 estaciones meteorológicas en Ojos de Agua, con las que se estudió el comportamiento del gradiente de temperatura y los patrones de viento en la cuenca. Se midió además la cota de estas estaciones mediante el uso de GPS diferencial. Durante el invierno del 2011 se realizaron 2 capacitaciones de seguridad en la montaña, orientadas principalmente a identificar en terreno zonas de peligro de avalanchas y los procedimientos de rescate en caso de que una de éstas alcanzara a algún integrante del equipo. Las mediciones de máxima acumulación consistieron en un monitoreo distribuido de la profundidad de nieve y medición de la densidad de ésta, para la fecha en que se tiene la aproximadamente la mayor acumulación nival.

La metodología de cada terreno se puede resumir de la siguiente forma:

- Definición preliminar de una grilla espacial de puntos.
- Ubicación en terreno de los puntos mediante la utilización de equipos GPS y medición de la profundidad del manto.
- Excavación de calicatas en ciertos puntos seleccionados y medición de densidad y temperatura.

La definición preliminar de la grilla se realiza con el objetivo de lograr una planificación del trabajo en terreno, seguir un patrón de trabajo definido y de caracterizar la evolución temporal de sectores representativos de la cuenca. Sin embargo, el desconocimiento del estado inicial del manto en la cuenca y las condiciones de terreno obligaron a realizar algunas modificaciones a la grilla original. En general, las modificaciones consistieron en agregar nuevos puntos en lugares más accesibles de la cuenca.

La medición de la profundidad se realiza con sondas graduadas al centímetro. Con el propósito de disminuir la incertidumbre de cada medición, debido a las piedras e irregularidades del terreno, se considera el promedio de cinco mediciones como medida representativa de un punto. Así, las cinco mediciones están compuestas por una medición central y cuatro alrededor de ésta, a una distancia aproximada de 50 cm.

Como parte de los implementos de seguridad y rescate, cada integrante del equipo utiliza un Aparato de Rescate de Víctimas de Avalanchas (ARVA), instrumento que puede recibir y emitir un campo electromagnético, detectando la dirección y la distancia a la que se encuentra el receptor con un alcance máximo de 100 metros. El uso de este instrumento se complementa con una pala y una sonda, elementos indispensables a la hora de realizar un rescate, y que además se utilizan para el monitoreo habitual de las cuencas.

Tabla 7-1: Resumen de campañas de terreno

Campaña	ID	Cuenca	Fecha	Actividad
C1	OA01-2010	Ojos de Agua	24-09-2010	Medición de profundidad y densidad de nieve
C2	OA02-2010	Ojos de Agua	28-09-2010	Medición de profundidad y densidad de nieve
C3	OA03-2010	Ojos de Agua	08-10-2010	Medición de profundidad y densidad de nieve
C4	EM01-2010	Morales	15-10-2010	Medición de profundidad y densidad de nieve
C5	OA04-2010	Ojos de Agua	21-10-2010	Medición de profundidad y densidad de nieve
C6	OA05-2010	Ojos de Agua	04-11-2010	Medición de profundidad y densidad de nieve
C7	OA06-2010	Ojos de Agua	25-11-2010	Medición de profundidad y densidad de nieve
C8	OA07-2011	Ojos de Agua	07-01-2011	Instalación estación meteorológica 1
C9	OA08-2011	Ojos de Agua	23-01-2011	Instalación estación meteorológica 2
C10	OA09-2011	Ojos de Agua	17-03-2011	Mantenimiento estación fluviométrica
C11	OA10-2011	Ojos de Agua	07-04-2011	Aforo caudal y recolección de datos
C12	OA11-2011	Ojos de Agua	10-05-2011	Cotas estaciones. Uso de GPS diferencial
C13	EM02-2011	Morales	06-07-2011	Medición de densidad de nieve
C14	OA12-2011	Ojos de Agua	28-07-2011	Capacitación seguridad en la montaña
C15	EM03-2011	Morales	03-08-2011	Capacitación seguridad en la montaña
C16	OA13-2011	Ojos de Agua	10-08-2011	Recolección datos estación Hornitos
C17	OA14-2011	Ojos de Agua	30-08-2011	Medición de máxima acumulación
C18	OB01-2011	Olla Blanca	31-08-2011	Medición de máxima acumulación
C19	EM04-2011	Morales	01-09-2011	Medición de máxima acumulación
C20	OA15-2011	Ojos de Agua	22-09-2011	Medición de profundidad y densidad de nieve
C21	OA16-2011	Ojos de Agua	05-10-2011	Medición de profundidad y densidad de nieve
C22	OA17-2011	Ojos de Agua	18-10-2011	Medición de profundidad y densidad de nieve
C23	OA18-2011	Ojos de Agua	26-10-2011	Medición de profundidad y densidad de nieve
C24	OA19-2011	Ojos de Agua	10-11-2011	Medición de profundidad y densidad de nieve
C25	OA20-2011	Ojos de Agua	29-11-2011	Medición de profundidad y densidad de nieve

(ID)=Cuenca| Número de Campaña-Año; OA=Ojos de Agua; EM=Estero Morales; OB=Olla Blanca.

La Figura 7-4 muestra los implementos de seguridad y rescate, y un esquema explicativo de los puntos que son tomados en terreno, mientras en la Figura 7-5 se presentan algunas imágenes representativas de la metodología de medición utilizada.

a) Implementos de seguridad y rescate



b) Esquema de la toma de puntos en terreno

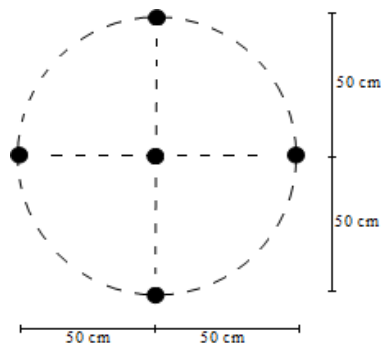


Figura 7-4: Equipo y esquema de toma de datos en terreno



a) Calicata en cuenca del estero Morales
(Foto: Mauricio Quezada)



b) Mediciones en calicata en Ojos de Agua
(Foto: Hugo Ulloa)



c) Calicata en parte baja de Ojos de Agua
(Foto: Silvan Ragetti)



d) Medición de profundidad
(Foto: Mauricio Quezada)

Figura 7-5: Mediciones de terreno

7.4 Metodología de modelación

La modelación distribuida del equivalente en agua se lleva a cabo de forma diferente en función de la información disponible. La Figura 7-6 muestra un cuadro resumen de la metodología de modelación.

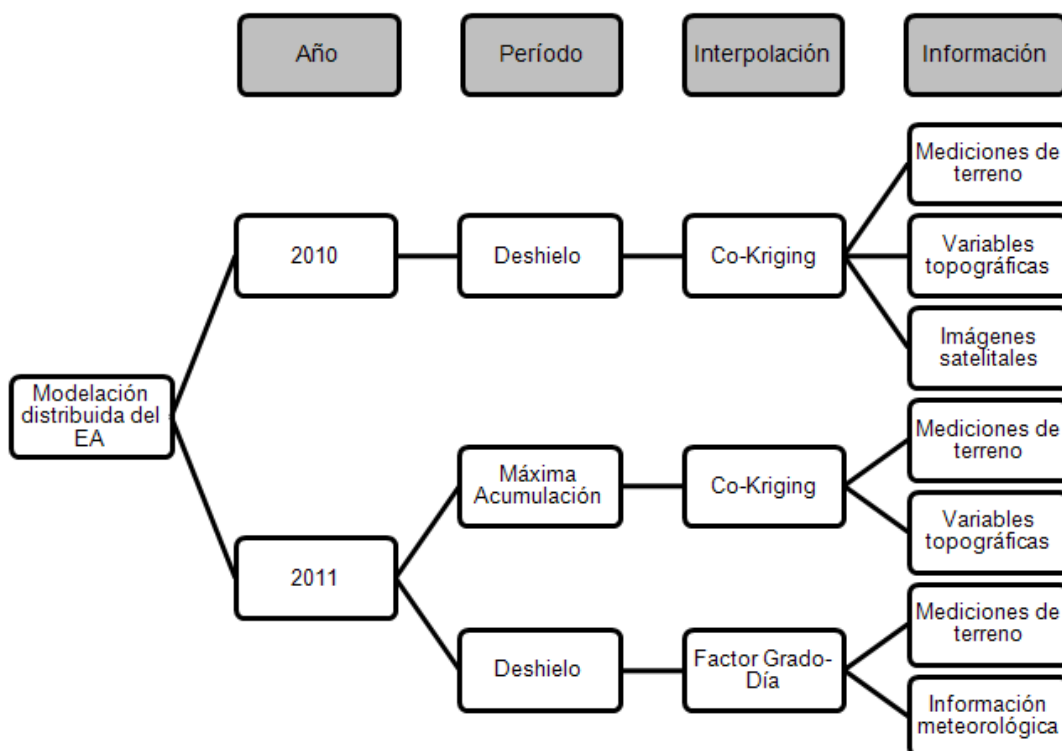


Figura 7-6: Cuadro resumen de la metodología de modelación distribuida del EA

En las campañas de terreno realizadas durante el año 2010, la cantidad de mediciones de profundidad de nieve es baja y todas éstas se encuentran concentradas en el valle. Esto no cumple con los requisitos necesarios para realizar una interpolación, puesto que se termina por extrapolar gran parte del manto nival. Por lo anterior la información medida es complementada con el uso de imágenes satelitales de cobertura nival.

Las imágenes utilizadas corresponden a los productos MODIS-MOD09 (National Aeronautics and Space Administration, 2011), cada una de éstas compuesta por 7 bandas, con una resolución espacial de 500 m. La detección de puntos con o sin nieve es realizada mediante la aplicación del índice NDSI⁵, definido como la diferencia de la reflexión observada entre la banda B4 y B6, dividida por la suma de ambas reflexiones. De acuerdo a experiencias

⁵ Normalized Difference Snow Index

realizadas en Chile (Cartes, 2009), un valor del NDSI $> 0,4$ sería un indicador de la presencia de nieve.

Con esta información, se opta por la realización de una interpolación-extrapolación del tipo Co-Kriging usando tres variables independientes: elevación, pendiente y orientación. Estas variables topográficas se consideran relevantes, ya que de acuerdo a la literatura tienen una directa relación con el proceso de acumulación y derretimiento de nieve.

Las imágenes procesadas son utilizadas agregando valores cero en donde la imagen muestra ausencia de nieve y, en base a criterios ya utilizados (Dozier, 1989; Cartes, 2009), se impone un valor de 30 cm de profundidad de nieve en los puntos donde el índice NDSI es mayor a 0,4 y la interpolación original (sin utilizar la imagen satelital) no produce resultados.

Para las campañas de máxima acumulación del 2011, y en los casos de las cuencas Ojos de Agua y Morales, se escogieron laderas esquiabiles que tuvieran distintas orientaciones y alto rango de elevación, midiéndose profundidad de nieve a lo largo de éstas. Adicionalmente, un grupo a pie se desplazó por el valle realizando mediciones de profundidad de nieve y densidad. En el caso de la cuenca de Olla Blanca, ésta fue monitoreada completamente tanto por un grupo de esquiadores como un grupo a pie, realizando mediciones de profundidad de nieve y calicatas. A partir de los puntos medidos en las campañas de máxima acumulación, se buscan relaciones entre la profundidad de nieve y las variables topográficas mencionadas anteriormente.

En caso de existir estas relaciones, se consideran estos parámetros relevantes para el proceso de acumulación de la nieve. Esto sugiere la realización de interpolaciones del tipo Co-Kriging, utilizando aquellas variables que muestren una buena relación con la profundidad de nieve.

Como resultado de la aplicación del Co-Kriging, se obtiene un valor de profundidad de nieve por pixel, p . Para determinar el EA se aplica la Ecuación 7-2.

$$EA_p = h_p \cdot \frac{\rho_s}{\rho_w} \quad 7-2$$

Donde h_p corresponde a la profundidad de nieve modelada, ρ_s a la densidad de nieve medida en terreno y ρ_w a la densidad del agua (1.000 kg m^{-3}). Finalmente el EA total de la cuenca se calcula como la suma del EA obtenido en cada pixel.

Para el período de deshielo del año 2011, y conociendo que no se podrá realizar una medición distribuida de la profundidad de la nieve que abarque la totalidad de la zona de estudio, se opta por el cálculo del factor grado día de la cuenca. Esto tiene por objetivo determinar cuál es la tasa de disminución del EA en función de los grados sobre cero que ocurren en un día. Luego, considerando que el EA determinado para máxima acumulación es el que

efectivamente ocurrió, se aplica este factor a toda la cuenca determinando la disminución total del EA. El factor grado día (FGD) se calcula mediante la Ecuación 7-3.

$$\frac{\Delta h_{1,...,n}}{n} = FGD \cdot \frac{(T_1 + \dots + T_n)}{n} \quad 7-3$$

$$T_1, \dots, T_n > 0$$

Donde $\Delta h_{1,...,n}$ corresponde a la disminución del EA entre 2 mediciones de un mismo punto realizadas con un delta tiempo de n días y T_i corresponde a la temperatura media diaria del día i , la cual se considera sólo si es mayor que cero. El cálculo de la temperatura en cada pixel de la cuenca se realiza construyendo un gradiente diario de temperatura en función de la elevación, utilizando las estaciones Hornitos y Portillo.

7.5 Resultados

Como ya se mencionó, para el año 2010 se tiene una cantidad insuficiente de mediciones de profundidad de nieve para realizar una interpolación, por lo cual los resultados que podrían obtenerse utilizando esta información no son confiables (Anexo B).

Desde la Figura 7-7 hasta la Figura 7-9, se muestran las profundidades de nieve medidas en los terrenos realizados para el año 2011 en la fecha de máxima acumulación. En comparación con las mediciones del primer año del proyecto, estas mediciones poseen una mayor cobertura en latitud, longitud y elevación. Ahora, si bien se tenían contempladas mediciones adicionales en otras laderas, tanto en Ojos de Agua como en Morales las condiciones de seguridad no eran las adecuadas debido al riesgo de avalanchas. Por otro lado, la zona S-O de la cuenca de Olla Blanca no fue monitoreada debido a su difícil acceso.

Un resumen estadístico del monitoreo de máxima acumulación, muestra que el promedio de las profundidades de nieve es mayor en la cuenca de Ojos de Agua y menor en la cuenca Olla Blanca (Tabla 7-2). Por otro lado, la densidad de la nieve es similar en las 3 cuencas.

Las relaciones encontradas entre la profundidad de nieve y las variables topográficas analizadas muestran que, a una resolución más gruesa que la original (con valores promediados en una grilla de 250x250 m en lugar de 30x30 m), la profundidad de nieve muestra una relación con la elevación hasta los 3.250 msnm (Figura 7-10, panel a)). A partir de esa elevación, se observa una relación más marcada con la orientación de la cuenca (Figura 7-10, panel b)), y en menor medida con el parámetro MUS (Figura 7-10, panel c)). Por otro lado, el panel d) muestra la relación entre profundidad de nieve y elevación en la cuenca del estero Morales. La relación mejora al considerar el promedio de las profundidades medidas en un área de 100x100 metros, en función del DEM a esta misma resolución (Panel e)).

Tabla 7-2: Resumen estadístico de profundidad y densidad medidas en campañas de máxima acumulación

Cuenca	Ojos de Agua	Morales	Olla Blanca
N° de mediciones	318	169	295
Prof. Mínima [cm]	40	26	24
Prof. Máxima [cm]	350	315	310
Prof. Promedio [cm]	196,6	181,8	161,8
Desviación Estándar [cm]	56,5	81,1	65,6
Densidad promedio [kg/m ³]	341	367	333

En Olla Blanca no es posible encontrar una relación entre la profundidad de nieve medida y alguna variable topográfica. Esto puede explicarse por la gran variabilidad local de las profundidades medidas y de las variables topográficas, los cuales no pueden detectarse en la resolución del DEM (30 m)

A partir de las relaciones encontradas, se propone la realización de un co-Kriging con las variables que muestran mayor influencia en el proceso de acumulación de la nieve, escogiendo como mejor alternativa aquella que minimiza el error absoluto medio (EAM), error cuadrático medio (ECM) y maximiza el coeficiente de determinación (R^2). La Tabla 7-3 muestra las distintas alternativas de interpolaciones realizadas para cada una de las cuencas en estudio y el valor de los estadísticos antes mencionados. Con (*) se muestra la alternativa seleccionada para cada cuenca, con la que se llevará a cabo la determinación del EA. Para la cuenca de Olla Blanca se propone la realización de un Kriging simple.

La alternativa seleccionada para estimar la distribución espacial del EA corresponde para el caso de la cuenca del estero Ojos de Agua a un co-Kriging con elevación y orientación, para la cuenca del estero Morales un co-Kriging con orientación, y en el caso de Olla Blanca se opta por un Kriging simple, puesto que no se logra encontrar relaciones con parámetros topográficos. Desde la Figura 7-11 a la Figura 7-13, se muestran los resultados obtenidos para la distribución del EA, mientras que en la Tabla 7-4 se muestra el volumen almacenado en la cuenca. Los resultados muestran que el EA promedio en las cuencas de Ojos de Agua y Morales es similar, mientras que la cuenca de Olla Blanca presenta un EA menor. Estos resultados se traducen en que las precipitaciones invernales que se produjeron en Ojos de Agua y Morales fueron similares, y mayores a las ocurridas en Olla Blanca. Los valores del EA promedio son comparables, puesto que las campañas de terreno fueron realizadas en días consecutivos.

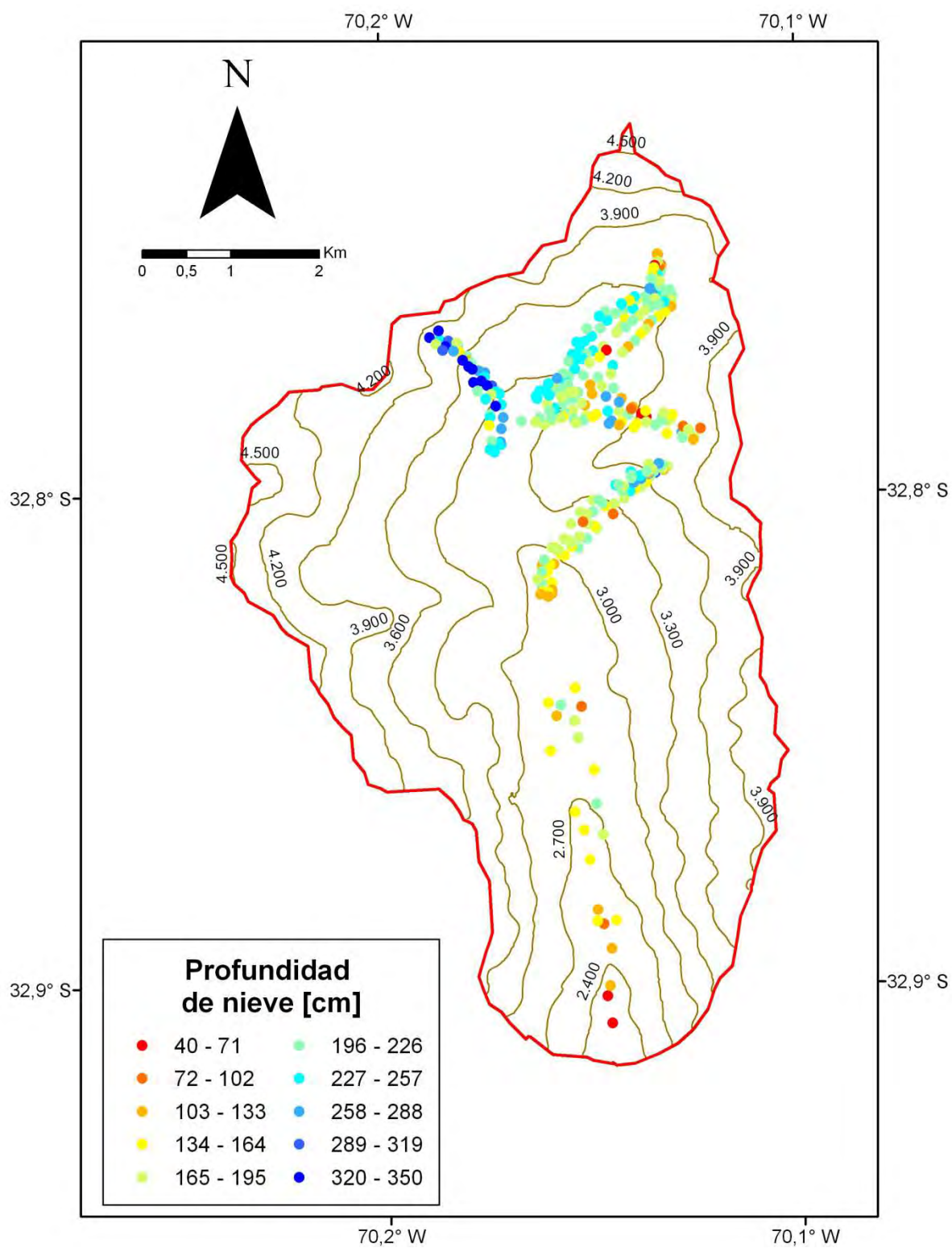


Figura 7-7: Profundidades de nieve medidas en máxima acumulación. Cuenca de Ojos de Agua

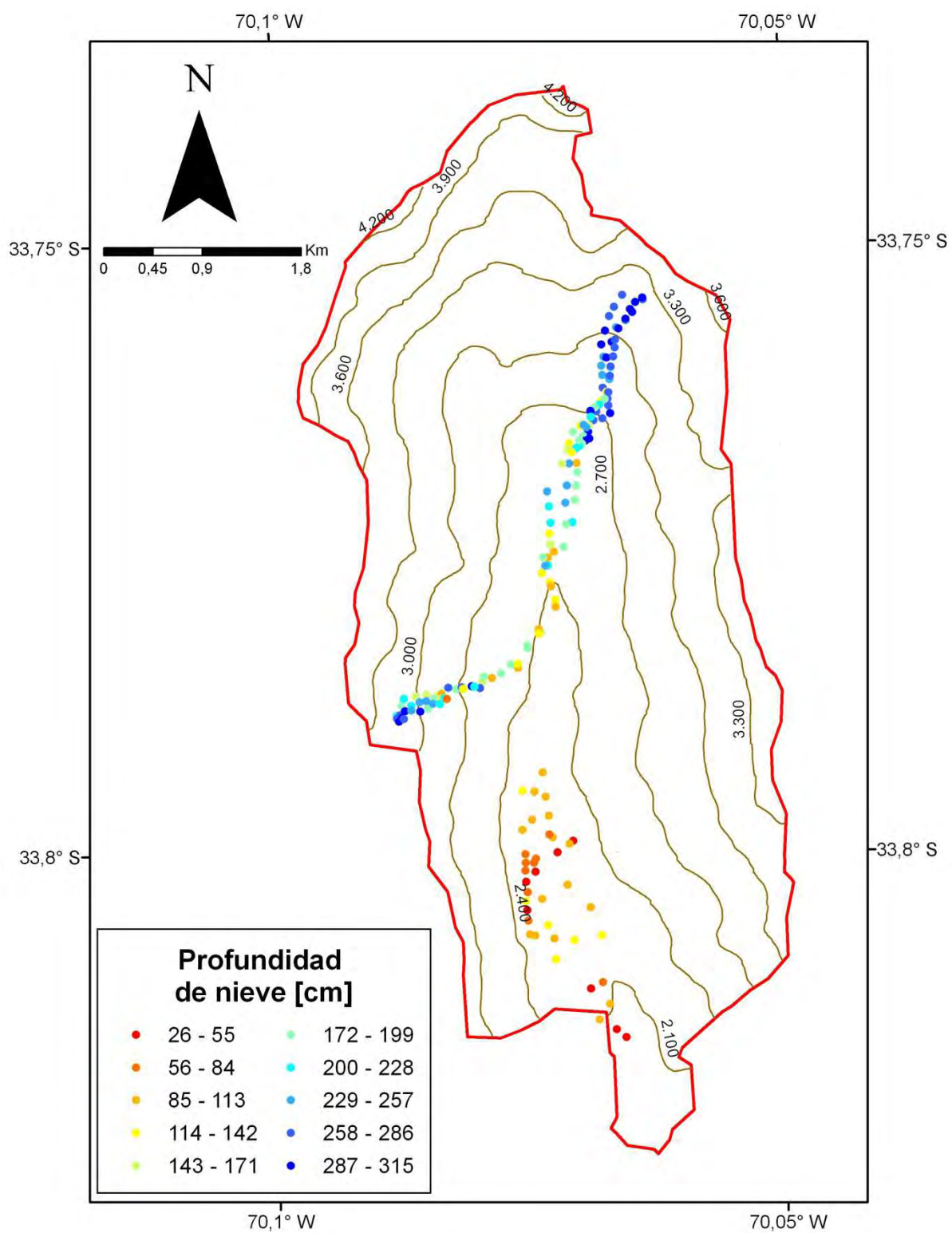


Figura 7-8: Profundidades de nieve medidas en máxima acumulación. Cuenca de Morales

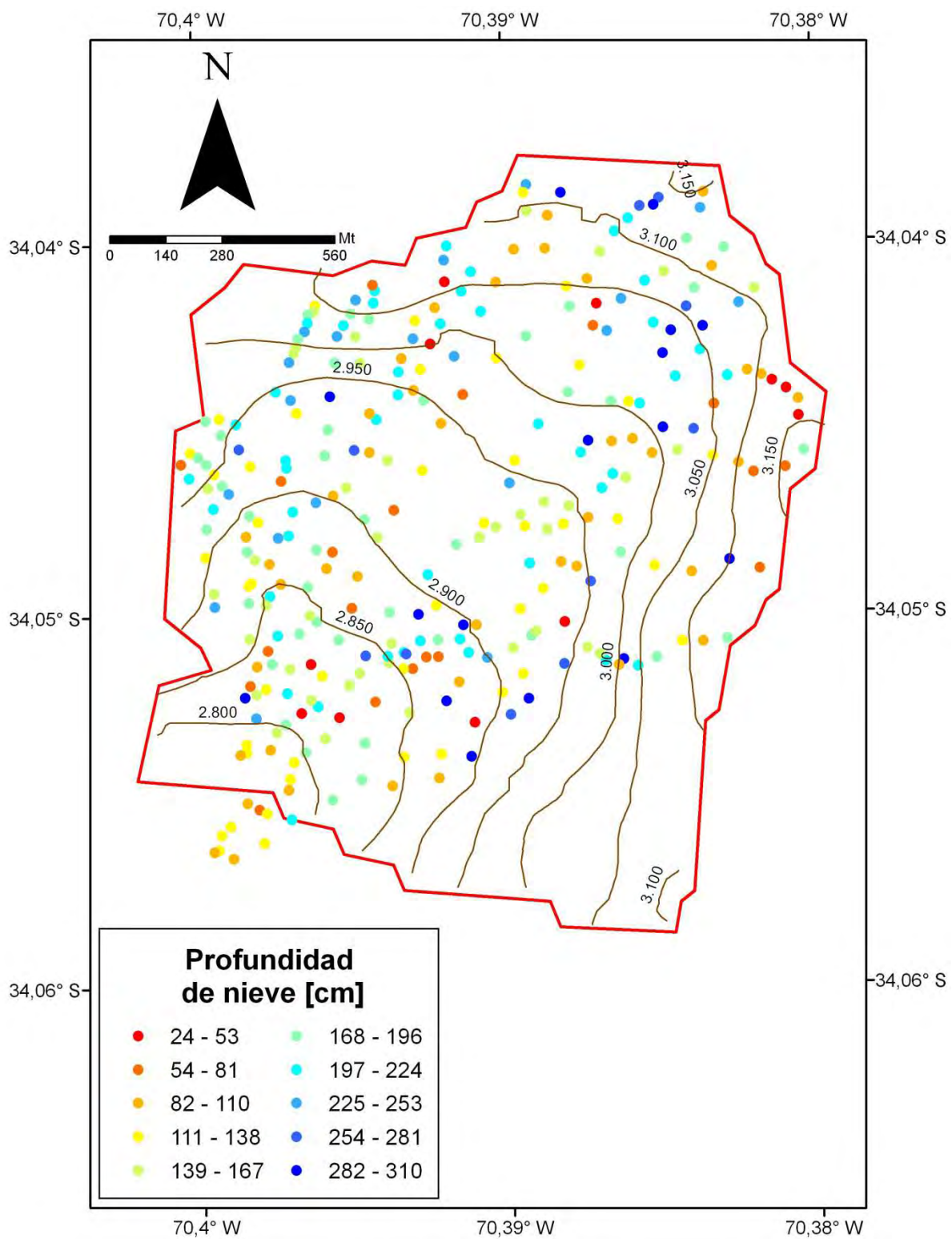


Figura 7-9: Profundidades de nieve medidas en máxima acumulación. Cuenca de Olla Blanca

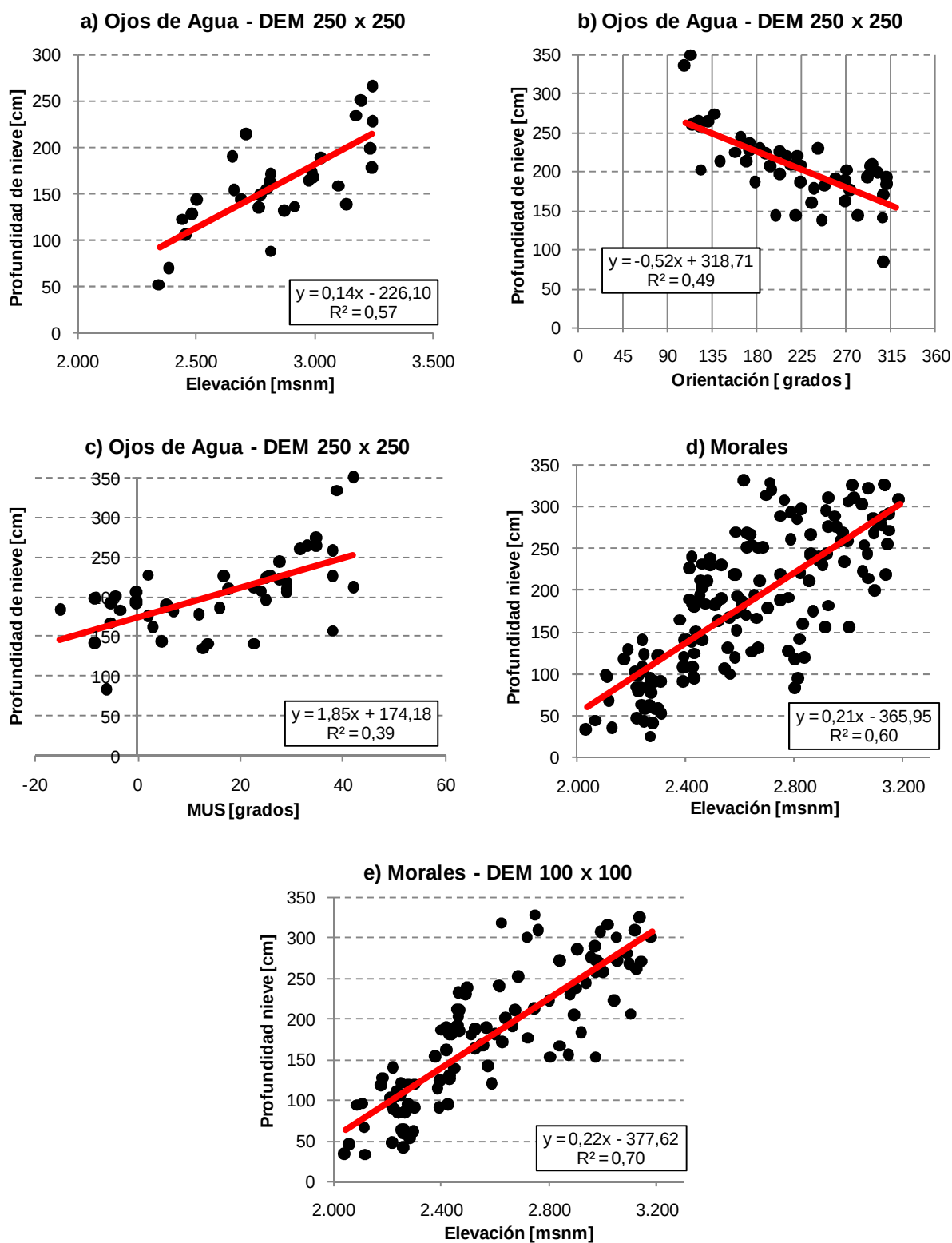


Figura 7-10: Relaciones entre profundidad de nieve medida y variables topográficas

Tabla 7-3: Resumen estadístico del resultado de las interpolaciones

Cuenca	Alternativa	EAM	ECM	R²
Ojos de Agua	Cok-elevación	25,72	33,57	0,59
	Cok-orientación	25,78	33,73	0,587
	Cok-viento	25,75	33,66	0,588
	Cok-elevación – orientación*	25,75	33,54	0,591
Morales	Cok-elevación*	35,3	44,18	0,697
	Cok-viento	35,33	44,16	0,697
	Cok-elevación-viento	35,33	44,18	0,697
Olla Blanca	Kriging*	54,19	68,18	0,036

Tabla 7-4: Volumen de agua almacenado en forma de nieve durante terrenos de máxima acumulación

Cuenca	EA promedio [cm]	Volumen Almacenado [Mm³]
Ojos de Agua	62,6	24,6
Morales	62,1	16,6
Olla Blanca	54,7	1,3

Las acumulaciones nivales calculadas, son consistentes con las proyecciones del Balance Hídrico de Chile (Dirección General de Aguas, 1987). Así, en la Figura 7-14 se muestra la ubicación espacial de las cuencas piloto en conjunto con las isoyetas pertenecientes al Balance Hídrico. En esta última figura, se aprecia como las cuencas Ojos de Agua y Morales se encuentran en zonas de similares montos de precipitación media anual, mientras que Olla Blanca se encuentra en una zona de precipitación menor.

Para el periodo de deshielo, en la Tabla 7-5 y Figura 7-15, se presenta un resumen de las profundidades de nieve medidas en los distintos terrenos.

Como en cada terreno, se realizó una medición de densidad, es posible calcular una curva de densificación de la nieve en función del tiempo (Figura 7-16). La posición de las calicatas, se varió conforme se tenía acceso a las partes más altas de la cuenca.

A partir de estas mediciones de deshielo, y agregando 5 puntos que fueron medidos en más de una oportunidad el año 2010, se calibró el factor grado día de la nieve (Figura 7-17), obteniéndose un valor para este factor de 5,5 [mm/d/°C], similar al obtenido en otras regiones del mundo (Hock, 2003).

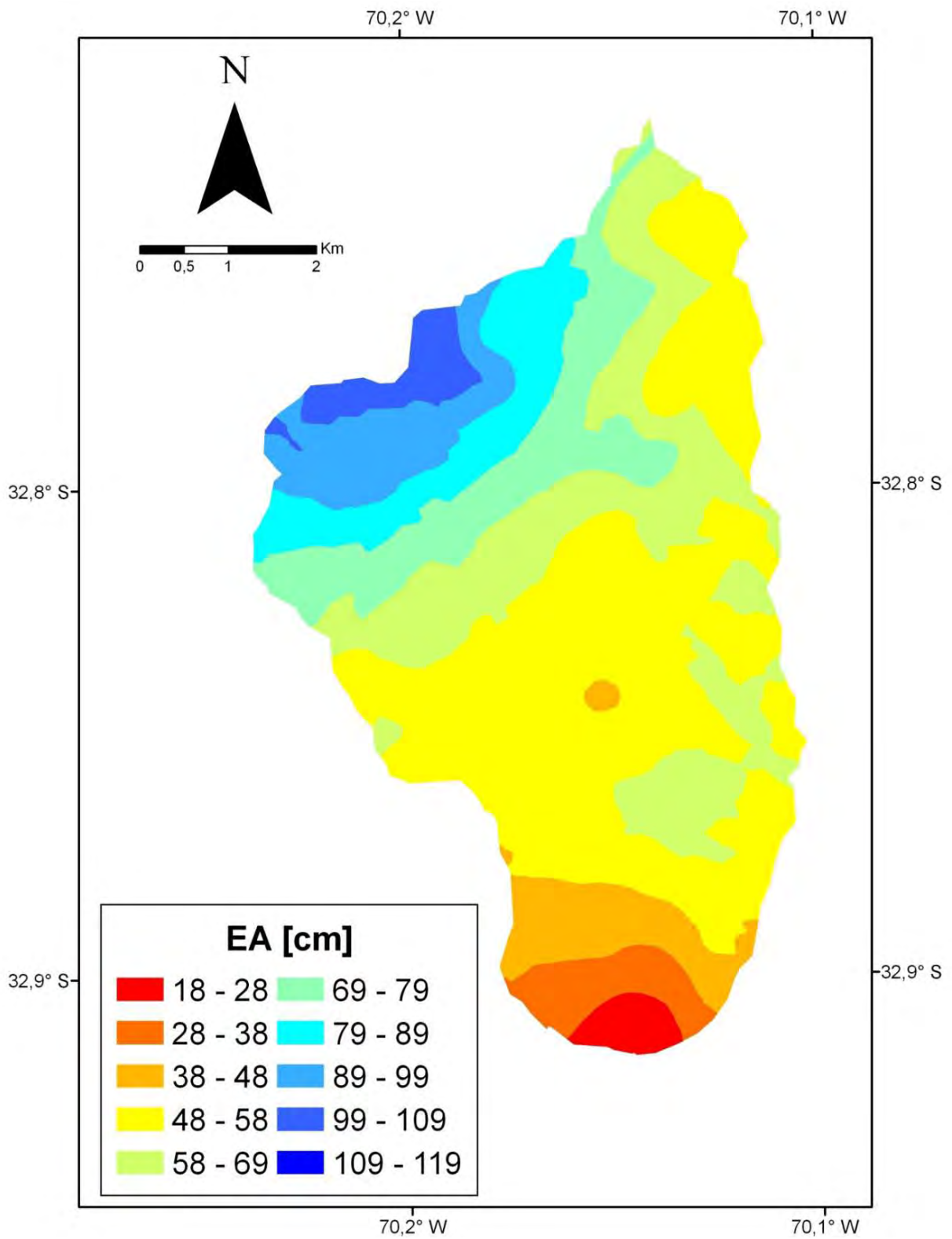


Figura 7-11: Distribución espacial del EA en máxima acumulación. Cuenca de Ojos de Agua

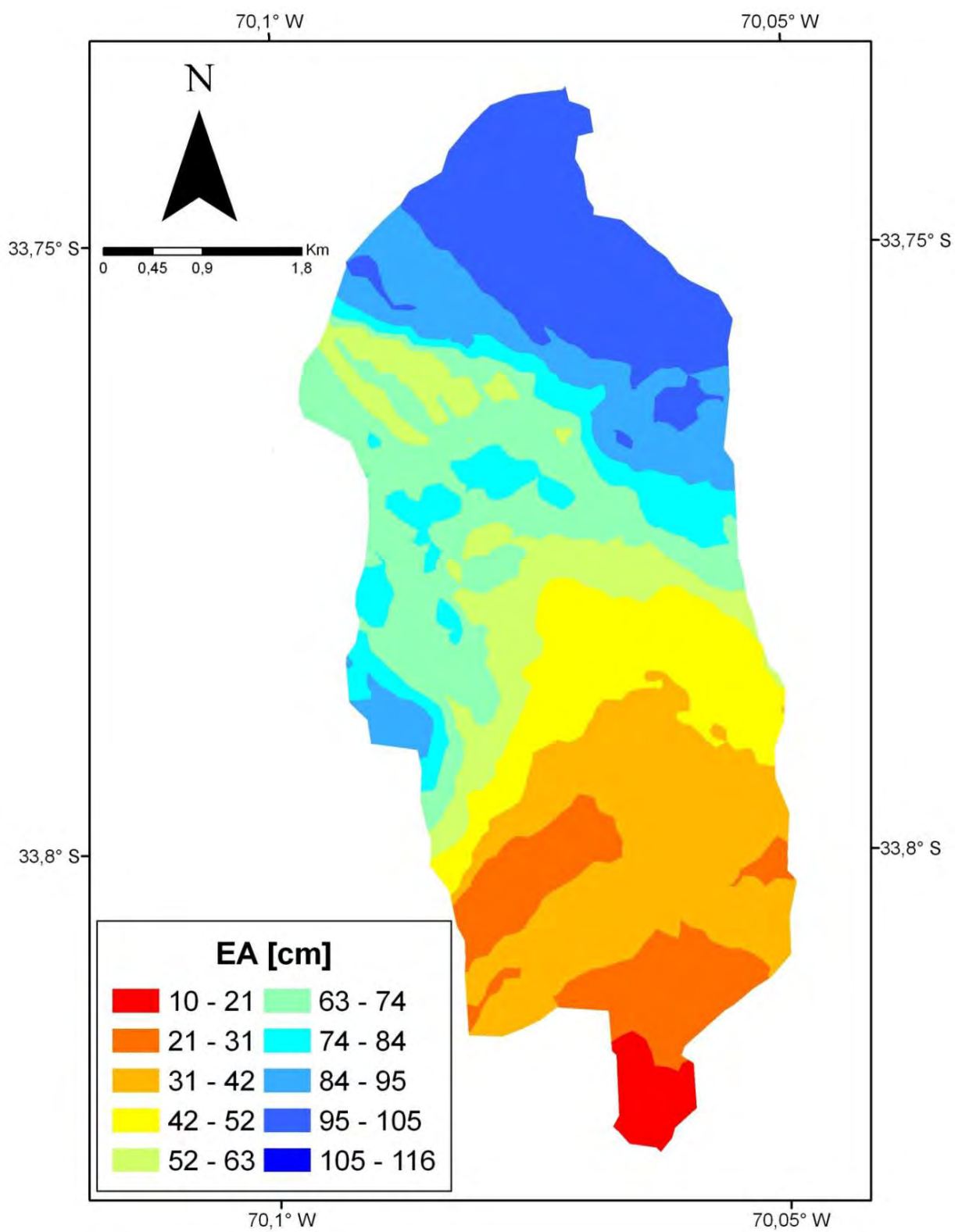


Figura 7-12: Distribución espacial del EA en máxima acumulación. Cuenca de Morales

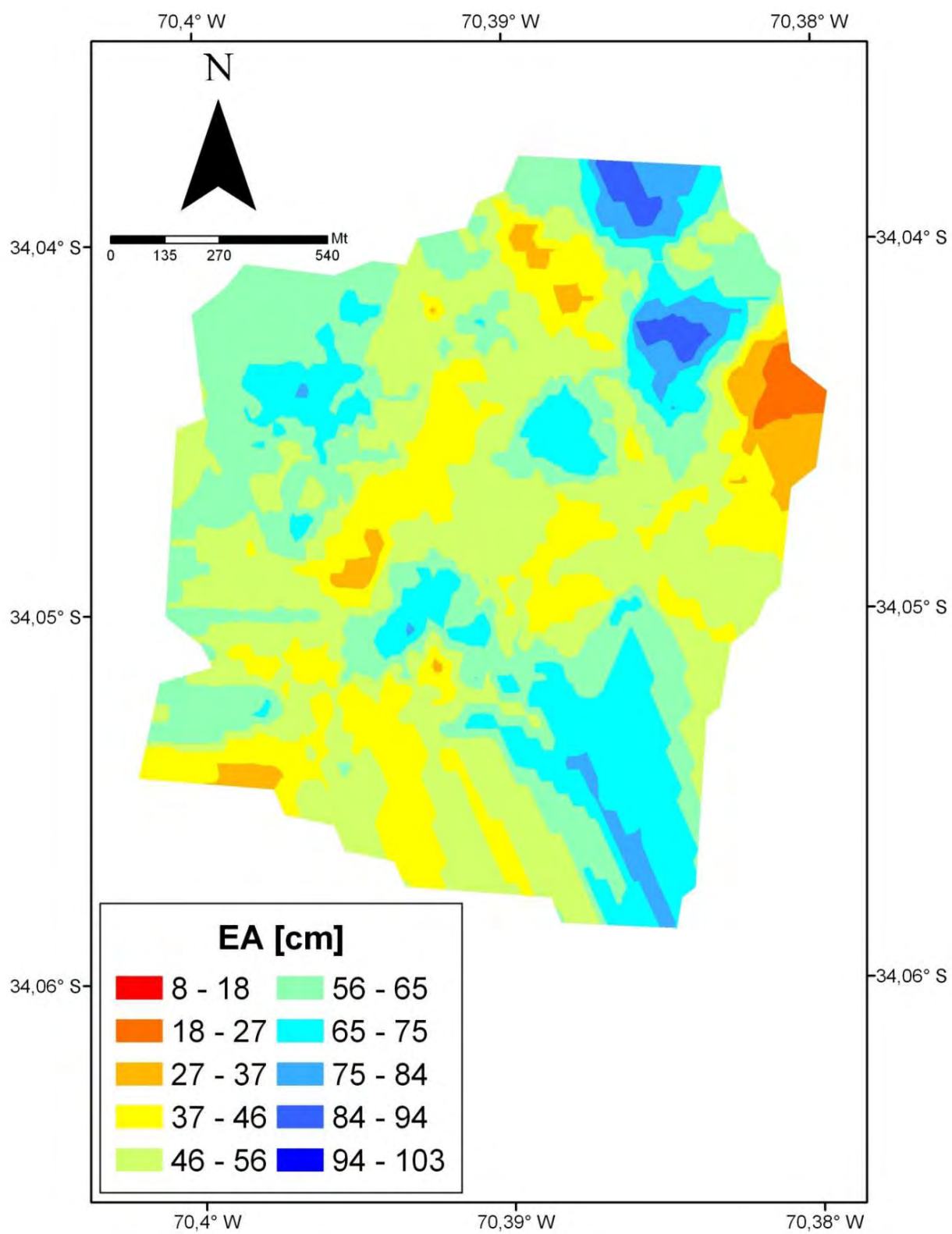


Figura 7-13: Distribución espacial del EA en máxima acumulación. Cuenca de Olla Blanca

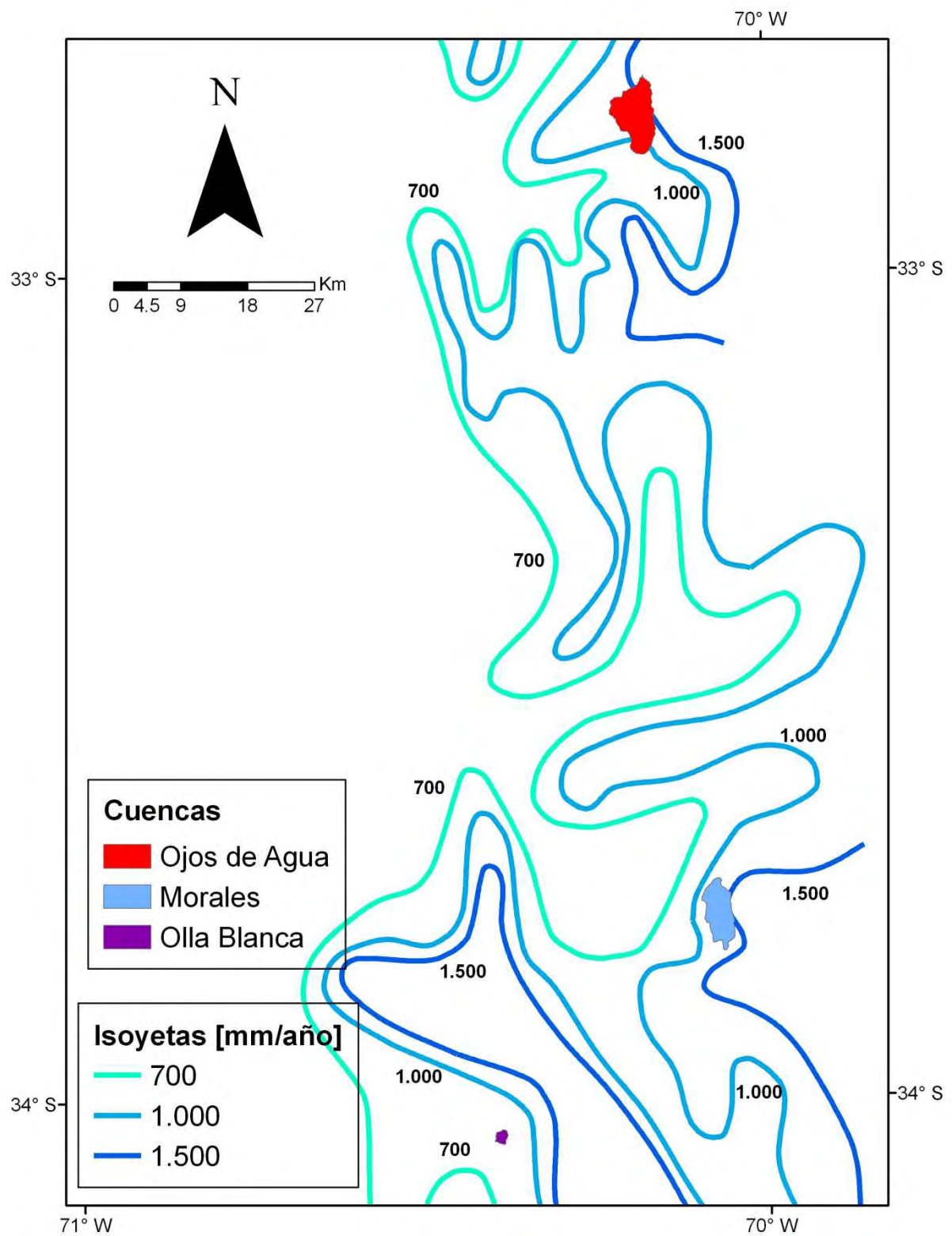


Figura 7-14: Isoyetas en la zona de estudio según Balance hídrico de Chile

Tabla 7-5: Resumen de profundidades de nieve medidas

Puntos	UTM_E	UTM_N	Campaña	C17	C20	C21	C22	C23	C24	C25
			Elevación [msnm]	h [cm]	h [cm]	h [cm]	h [cm]	h [cm]	h [cm]	h [cm]
B3	390.187	6.364.601	2.348	69	0	0				
B4	390.215	6.364.715	2.355	123		0				
B5	390.237	6.365.130	2.433	105		0				
B6	390.141	6.365.412	2.488	93		0				
B10	389.987	6.366.139	2.641	153	73					
B12	389.925	6.366.467	2.665	151	75					
B13	389.816	6.366.680	2.691	135	96					
B15	389.538	6.367.374	2.774	134	108	60	0			
B20	389.513	6.367.919	2.803	159	108	67	51	0		
B23	389.446	6.368.446	2.845				111			
B26	389.389	6.369.272	2.942			54	59			
B27	389.361	6.369.414	2.949			62	104			
B28	389.304	6.369.642	2.988				95			
Ca1	389.529	6.367.744	2.800	113		72	55	10	0	
Ca2	389.003	6.370.236	3.155		120	102	107	70	10	0
A2	388.649	6.369.898	3.149					72		
A3	389.076	6.369.927	3.073			92	120			
A4	388.934	6.369.984	3.112				92	50		
A5	388.962	6.370.126	3.147				81	58		
A6	388.962	6.370.297	3.154			121	114	94	28	0
A7	389.104	6.370.639	3.190					107		
A8	389.304	6.371.094	3.243					109		
A9	389.579	6.371.145	3.317	230				20		
A11	389.798	6.371.546	3.312	310				93	30	0
A12	390.016	6.371.692	3.368						149	
A15	389.788	6.371.778	3.343						60	18
A18	390.642	6.372.347	3.545	220						103
AX3	389.547	6.371.487	3.274	215				134	90	
AX4	388.970	6.371.270	3.267	>300				>300	370	279
AX5	388.986	6.370.999	3.200	>300				>300	>300	217
AX6	389.382	6.371.358	3.248	224				151	76	
Ca3	389.455	6.371.436	3.326						88	10
Ca4	389.047	6.371.531	3.345							75

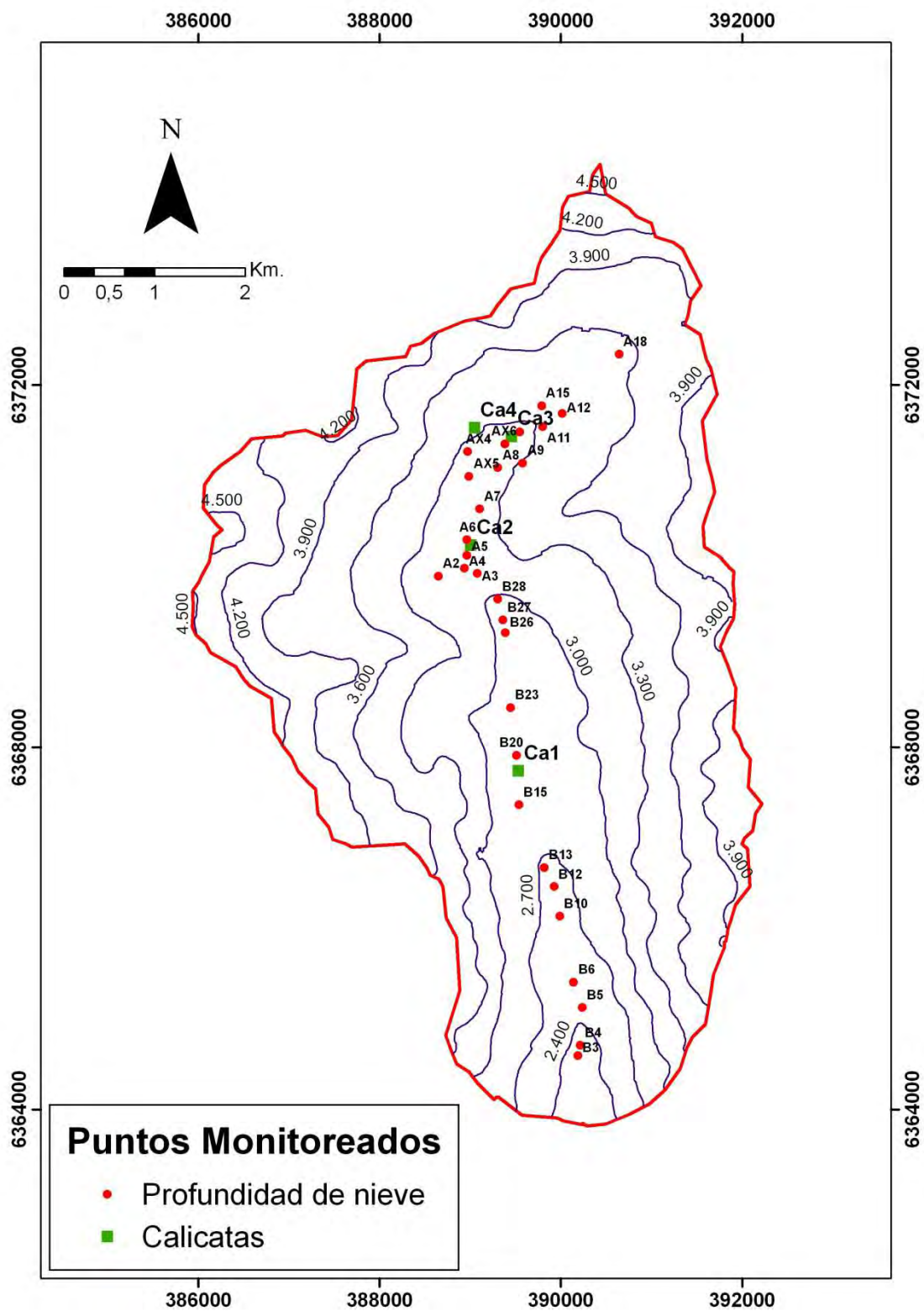


Figura 7-15: Puntos monitoreados durante el periodo de deshielo. Año 2011

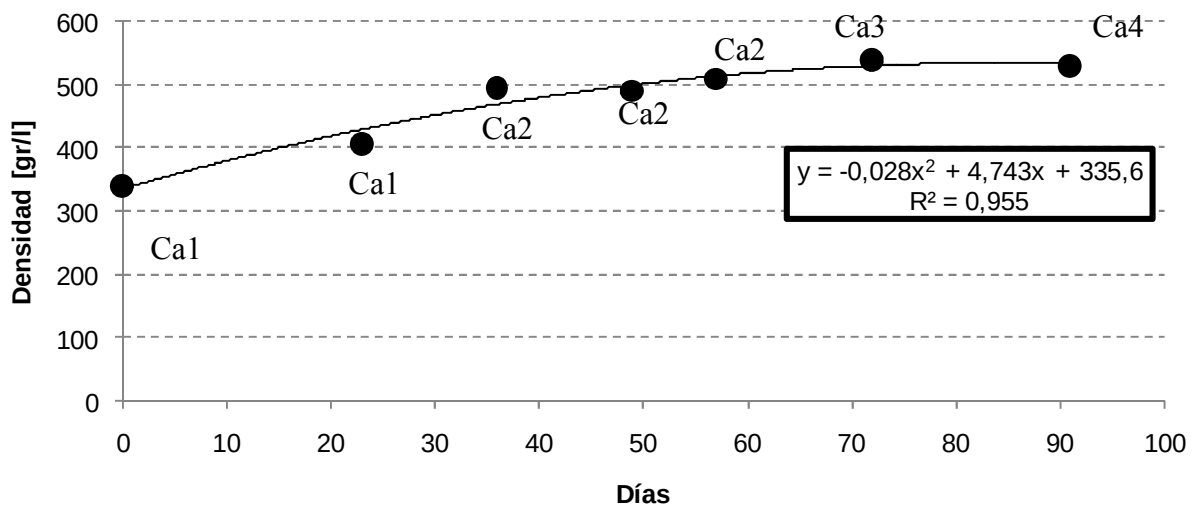


Figura 7-16: Densidad de la nieve en función del tiempo

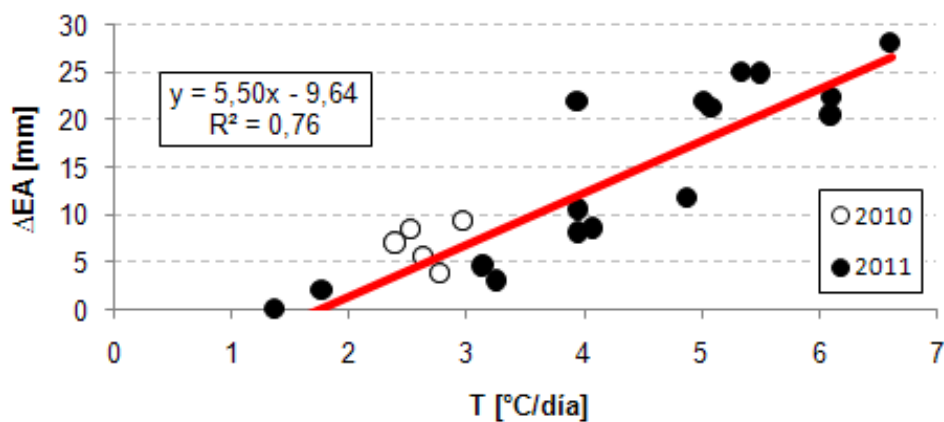


Figura 7-17: Calibración del factor grado-día

Suponiendo que la interpolación del manto nival, en la fecha de máxima acumulación, corresponde a la real distribución de la nieve, es posible aplicar el factor grado día durante la temporada de deshielo como una medida del derretimiento de nieve en la cuenca. La Figura 7-18 muestra la evolución en el tiempo del manto nival, aplicando el factor grado día calibrado. En ella se aprecia como el derretimiento comienza por el valle central de la cuenca y asciende rápidamente por este, llegando a las partes más altas el mes de noviembre.

La Tabla 7-6 muestra la variación del EA en el tiempo, suponiendo que el derretimiento se produce de acuerdo al factor grado día calibrado. A fines de noviembre se tiene una disminución porcentual del 66% del volumen de agua almacenado en forma de nieve en la cuenca, respecto de la campaña de máxima acumulación.

A modo de comparación, la Figura 7-19 muestra la cobertura nival de la cuenca según las imágenes MODIS MOD10A. Pueden observarse diferencias respecto de la fracción de la cuenca cubierta por nieve, en especial para el día 29 de noviembre, en donde se tiene mediciones de terreno con una importante cantidad de nieve en la parte alta de la cuenca, la cual no es detectada por este tipo de imágenes.

La Figura 7-20 muestra el caudal registrado en la estación Estero Ojos de Agua entre el 30-08-2011 y el 29-11-2011. El volumen total de agua evacuado en este período es de 4,9 [Mm³], versus 16,3 [Mm³] de disminución del volumen de agua almacenado en forma de nieve en la cuenca. Esto indica que un 30% del volumen de agua almacenado en la cuenca en forma de nieve ha sido registrado por la estación fluviométrica.

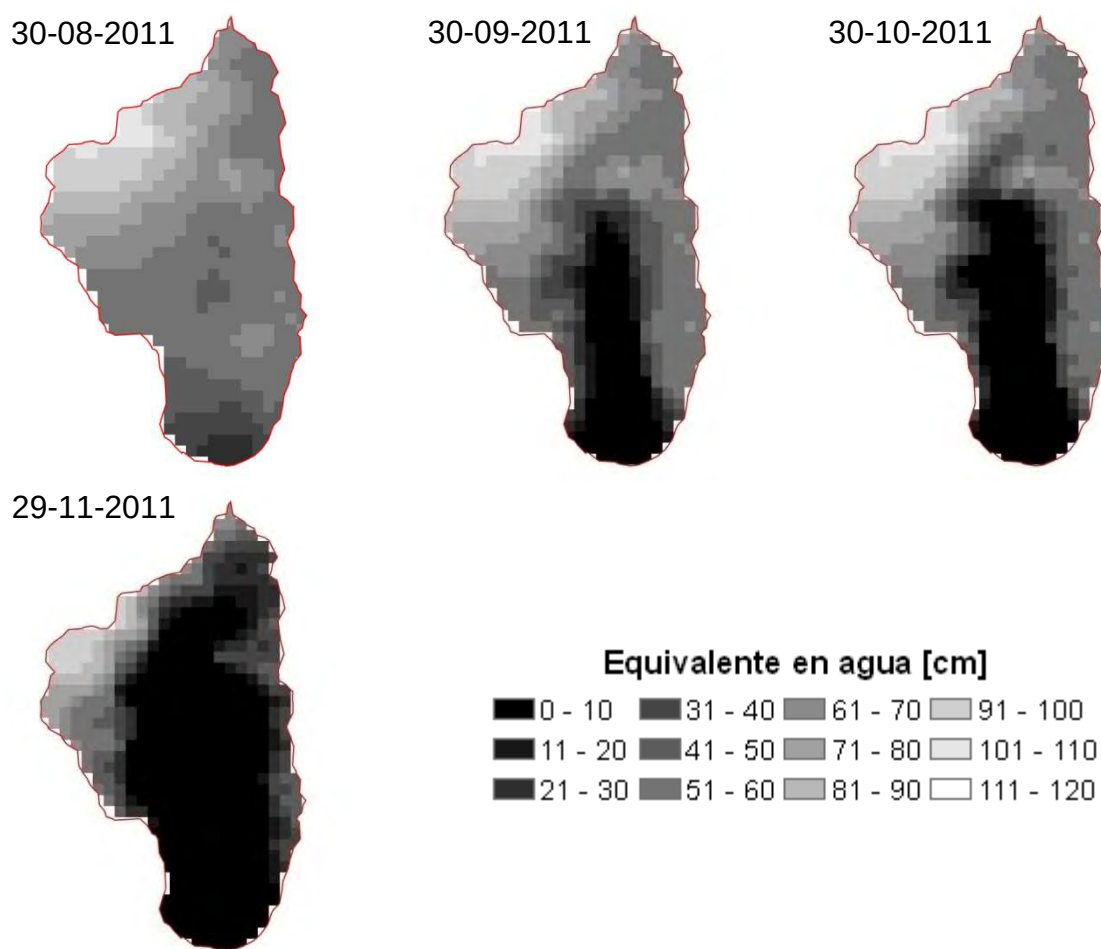


Figura 7-18: Evolución del EA en función del tiempo

Tabla 7-6: Variación del EA almacenado durante la temporada de deshielo

Fecha	30-08-2011	30-09-2011	30-10-2011	29-11-2011
EA promedio [cm]	62,6	48,6	43,6	21,2
V. almacenado [Mm ³]	24,6	19,1	17,1	8,3

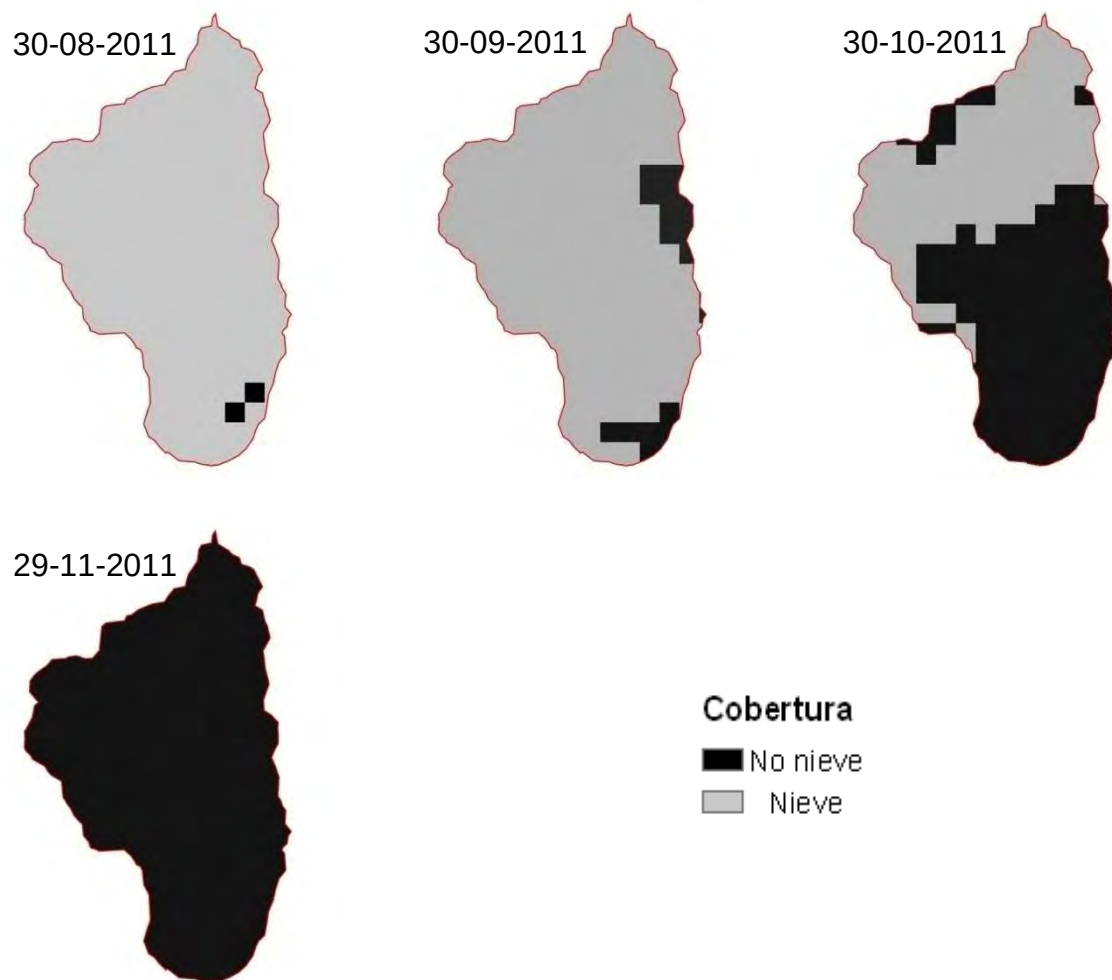


Figura 7-19: Cobertura nival según imágenes MOD10A

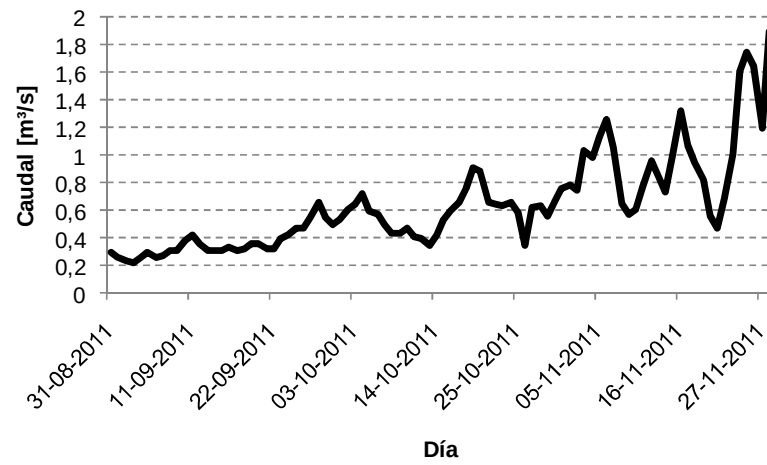


Figura 7-20: Caudal registrado en la salida del estero Ojos de Agua

8. CONCLUSIONES Y COMENTARIOS FINALES

8.1 Diseño de Red de Monitoreo

La red de monitoreo diseñada complementa a la red actual y a las proyecciones de monitoreo glaciario de la UGN con la identificación de cuencas y zonas interiores que actualmente se encuentran sub-monitoreadas o sin ningún tipo de registro hidro-meteorológico. Estas áreas son, desde un punto de vista de la modelación hidrológica, grandes fuentes de incertidumbre que condicionan en gran medida los pronósticos y proyecciones de variables hidrológicas.

El sector Norte de la cuenca del río Aconcagua (sub-cuenca del río Colorado) representa más del 30% de la superficie total de la cuenca y no presenta ningún tipo de monitoreo, a excepción de la medición de caudal que realiza la DGA y la empresa Colbún en la central hidroeléctrica Los Quilos en la salida de la cuenca. Los resultados de la modelación hidrológica realizada para este estudio, sugieren que las condiciones meteorológicas al interior de la cuenca del río Aconcagua tienen una gran variabilidad espacial, registrándose incluso gradientes de precipitación negativos, que podrían influir apreciablemente en los periodos secos. Por esto, se cree que la acumulación nival al interior de la sub-cuenca del río Colorado podría entregar información valiosa acerca de la distribución espacial de precipitación en la zona.

La cuenca de Maipo en El Manzano posee la mayor área de todas las cuencas estudiadas. Su sub-cuenca mejor monitoreada corresponde a la del río Volcán, mientras que sus sectores Norte y Sur (cuenca de Olivares, Colorado y Maipo Alto), correspondientes a más del 50 % del área de su cuenca, no poseen más que estaciones fluviométricas en sus puntos de salida.

El sector de monitoreo más insuficiente en la cordillera de la zona central corresponde a las cuencas de los ríos Cachapoal y Tinguiririca. La primera no posee ninguna estación en su interior y la segunda sólo cuenta con Termas del Flaco. Los resultados de la modelación hidrológica sugieren que esta última estación se encuentra bien ubicada, a una altura suficiente para conocer las condiciones generales de la cuenca y puede proyectarse como un sitio para la instalación de nuevas variables. Sin embargo, la escasa consistencia de sus registros termina por afectar fuertemente los resultados derivados de ella.

La mayor parte de las estaciones propuestas están localizadas en sectores aproximados, ya que a la fecha no existe una recopilación detallada de antecedentes de terreno que permita situarlas con precisión. Estos antecedentes corresponden principalmente al estado efectivo de los caminos y accesos a las cuencas, y a los propietarios y las condiciones legales de los terrenos. Para la localización exacta de las estaciones propuestas, se sugiere realizar un estudio específico con énfasis en la parte operacional para estimar los costos de mantención de las estaciones.

Finalmente, el estudio de fenómenos hidrológicos específicos requiere de estaciones puntuales, localizadas en cuencas piloto, que si bien pueden no ser estrictamente necesarias para la modelación de las cuencas principales, sí pueden ser usadas para la calibración experimental de modelos de base física. Se cree que, debido a su buena representación del proceso de acumulación y derretimiento de nieve, las cuencas usadas como piloto en este estudio son buenas candidatas para la instalación de nuevas y/o mejores estaciones. En ese sentido, pueden aportar de manera determinante en la identificación de las componentes de la escorrentía superficial, separando entre los aportes glaciares y nivales.

8.2 Pronóstico de Caudales de Deshielo

Los resultados muestran que tanto WEAP como FTXZ son capaces de realizar un pronóstico acertado y automatizado de los volúmenes totales de escorrentía superficial en la temporada de deshielo y posteriormente mejorar su pronóstico al incorporar información de los primeros meses de primavera.

Dado que WEAP es un modelo hidrológico de base física, su desempeño en los pronósticos depende fuertemente de sus variables de entrada. En ese sentido, la correcta caracterización de la distribución espacial de variables meteorológicas, especialmente la precipitación, se vuelve un punto clave en el éxito de un pronóstico. Para realizar una estimación de los fenómenos físicos de alta cordillera, en este estudio se calibró una relación estadística basada en un balance hídrico a nivel anual de toda la cuenca. Esta relación está basada en los siguientes supuestos:

- La existencia de dos gradientes lineales de precipitación. Uno en la parte inferior calculado con las estaciones disponibles y otro en la parte superior, que debe ser estimado indirectamente.
- Usando la cuenca como un volumen de control, en el periodo de un año, toda la masa de agua ingresada es evacuada como escorrentía superficial o se pierde por procesos evaporativos.

El primer supuesto no debería representar mayores problemas ya que los gradientes lineales son ampliamente usados como una simplificación para distribuir precipitación y aunque localmente pueden tener problemas debido a la presencia de fenómenos orográficos locales, éstos no son apreciables a gran escala. Por otro lado, el segundo supuesto puede ser ampliamente discutido en zonas de montaña debido a la presencia de glaciares. Al respecto, un estudio más detallado del problema, podría incorporar una estimación de estos efectos en la ecuación de balance hídrico. Si bien en los puntos de salida de las cuencas estudiadas, el aporte glaciar es en general bastante inferior al nival y el error que aporta a la ecuación de balance no debiera ser importante, en los años secos podrían afectar la estimación del gradiente superior.

Para el caso de modelos con base estadística, al ser calibrados minimizando errores medios, su respuesta a eventos poco frecuentes tiende a ser deficiente. Este punto deriva de cualquier procedimiento estadístico, ya que si se observan valores por fuera de las tendencias ya observadas, es necesario suponer que los parámetros calibrados siguen siendo válidos, lo que equivale a hacer una extrapolación de las relaciones encontradas.

Se cree que la incorporación de variables que entreguen información sobre características incluidas en los modelos, que puedan ser contrastadas con las simuladas, podrían mejorar sustancialmente la calidad de los pronósticos, especialmente a un paso de tiempo mensual.

8.3 Proyección Futura de Variables Hidrológicas

En general, los GCMs analizados proyectan un aumento sostenido de la temperatura y un descenso en la precipitación durante todo el presente siglo. Los efectos en el almacenamiento nival son lo suficientemente severos como para influir con gran impacto en los volúmenes de escorrentía superficial. En general, el almacenamiento de nieve se ve afectado tanto por su menor acumulación, debido a la mayor cantidad de precipitación líquida, como también por su acelerado derretimiento en el periodo de estiaje.

Debido a este efecto sobre el almacenamiento nival, las cuencas más altas y cuya escorrentía depende en mayor medida de las precipitaciones sólidas, se ven más afectadas que las de menor altura media. Es así como el río Volcán parece ser de los más afectados, reduciéndose en gran medida sus caudales. En el caso contrario, el río Cachapoal parece ser bastante menos afectado. Sin embargo, la modelación hidrológica realizada no consideró explícitamente la presencia de glaciares, por lo que sus parámetros calibrados pueden estar escondiendo el aporte de hielos cuya afectación al cambio climático aún no está del todo clara. En ese sentido, se sugiere trabajar en la inclusión de un módulo glaciar en los futuros modelos hidrológicos.

Las proyecciones realizadas permiten esbozar una idea sobre las consecuencias de la variación de variables meteorológicas en el proceso de precipitación-escorrentía en las cuencas principales. Sin embargo, una modelación distribuida podría entregar una mayor cantidad de información en sectores locales.

8.4 Distribución espacial del EA

Como resultado del monitoreo realizado en la cuenca de Ojos de Agua durante el año 2010, se concluye que la determinación del EA a nivel de cuenca requiere de un gran número de mediciones de profundidad de nieve y que éstas posean una correcta distribución en el espacio, cubriendo la mayor extensión de área posible, de manera que la extrapolación del manto nival sea la mínima posible. Esto permite obtener relaciones de la profundidad de nieve con parámetros topográficos de la cuenca, que tengan algún grado de significancia en el proceso de acumulación y/o derretimiento de ésta. Para lograr este objetivo, es necesaria la

realización de campañas de terreno con grupos de esquiadores bien capacitados y un acceso en helicóptero. De esta manera, se puedan medir laderas de altas pendientes y difícil acceso, aumentar la capacidad de desplazamiento en caso de avalanchas y acortar los tiempos de monitoreo.

Debido a la alta variabilidad local de las mediciones en terreno de la profundidad de nieve, los resultados para la cuenca de Ojos de Agua fueron promediados y analizados en una resolución más baja que la del DEM original. Esto permite disminuir el ruido de los datos y encontrar una mejor relación entre la profundidad de nieve y la elevación en la parte baja de la cuenca. En la parte alta, existe una mayor exposición al viento y se produce un cambio en la dirección del cauce principal. La variabilidad de la profundidad de la nieve en esta zona es explicada en un 49% por la orientación y en un 39% por el viento, representado en el parámetro MUS. Si bien se piensa que el viento es el principal factor que determina la distribución de la nieve en el período de acumulación, su modelación es difícil pues sólo se cuenta con información meteorológica en el valle, la cual debe ser extrapolada para el cálculo del parámetro en los sectores altos.

La distribución de nieve en la cuenca del estero Morales puede explicarse principalmente por la elevación, obteniéndose un incremento de la profundidad de nieve de 2,1 mm por metro ascendido, con un coeficiente de correlación de 0,6. El efecto de otras variables no resultó significativo. Esto se debe a que la cuenca es bastante cerrada, regular y simétrica. En Olla Blanca no es posible encontrar una relación entre la profundidad de nieve medida y alguna variable topográfica. Esto puede explicarse por la gran variabilidad local de las profundidades medidas y de las variables topográficas, los cuales no pueden detectarse en la resolución del DEM.

En base a las relaciones encontradas y utilizando técnicas de interpolación, es posible estimar el EA total acumulado en cada cuenca durante el período de invierno, que estará disponible para la temporada de deshielo. La cantidad de nieve acumulada, expresada como equivalente en agua, está directamente relacionada con la ubicación que tienen las cuencas respecto las isoyetas calculadas en el Balance Hídrico de Chile.

La calibración del factor grado día muestra que existe una clara relación entre la variación del equivalente en agua y los grados día sobre cero registrados a la fecha. Aplicando este factor se tiene una disminución de un 66% del volumen de agua almacenado en forma de nieve desde el 30 de agosto al 30 de noviembre del 2011. Las imágenes MODIS MOD10A muestran para el 29 de noviembre una cuenca sin cobertura nival, mientras que en la práctica si se tiene nieve acumulada, sobre todo a elevaciones mayores a los 3.400 m. De acuerdo a las mediciones realizadas, el caudal registrado en la estación Estero Ojos de Agua entre estas fechas, corresponde en volumen sólo a un 30% de la disminución del EA almacenado en la cuenca, lo que indica que una gran parte del volumen está o infiltrándose o perdiéndose por evaporación

o sublimación. La instalación de una estación meteorológica al interior de la cuenca, permitiría concluir sobre el destino de estos volúmenes de agua.

8.5 Comentarios Finales

Este estudio incluyó la realización de trabajo en terreno, modelación hidro-meteorológica y la proyección de variables de interés en cambio climático para la cordillera de la zona central. Sus resultados permiten manejar una idea respecto a la situación actual del monitoreo hidro-meteorológico con fines de modelación, proponer nuevas líneas de investigación relativas a los procesos físicos en alta montaña y estimar de manera general el efecto del cambio climático sobre la hidrología del área de estudio. La gran amplitud de temas abarcados en este estudio no permite profundizar en detalle algunos de los tópicos propuestos, pero sí la generación de líneas de investigación futuras.

Adicionalmente, se esboza de mejor manera la distribución de variables meteorológicas para su uso en modelos hidrológicos y se entregan herramientas y metodologías respecto a los procesos locales de acumulación y derretimiento de nieves.

Futuras investigaciones pueden usar como parámetros de entrada alguna de las relaciones encontradas en este trabajo, para las cuales no existen antecedentes anteriores en la Cordillera de Los Andes. La diferenciación entre la escorrentía de origen glaciar y nival requiere por un lado de la correcta estimación de estos parámetros para realizar una buena modelación hidrológica, como también de las estaciones de monitoreo necesarias que permitan realizar una certera separación del hidrograma.

9. BIBLIOGRAFÍA

- Allen, R.G.; Pereira L.S.; Raes, D.; Smith, M. (1998). *Crop evapotranspiration - Guidelines for computing crop water requirements - FAO Irrigation and drainage paper 56*. Rome: FAO.
- Bahr, D., Meier, M., & Peckham, S. (1997). The physical basis of glacier volume-area scaling. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 102, NO. B9 , 20355-20362.
- Bown, F., Rivera, A., & Acuña, C. (2008). Recent glacier variations at the Aconcagua basin, central Chilean Andes. *Annals of Glaciology* 48 , 43-48.
- Brown, E., & Vargas, X. (1988). Modelos de función de transferencia. Su uso de pronósticos en tiempo real. *Memorias del XIII Congreso Latinoamericano de Hidráulica*. La Habana, Cuba.
- Cartes, M. (2009). *Pronóstico de volúmenes de deshielos mediante redes neuronales recurrentes e imágenes satelitales MODIS*. Santiago: Tesis para optar al grado de Magíster en Ciencias de la Ingeniería. Universidad de Chile .
- Caviedes, J. (1979). *Inventario de glaciares en la hoya del río Cachapoal y predicción de la escorrentía del deshielo. Andes Centrales*. Santiago: Universidad de Chile. Departamento de Geología.
- CEPAL. (2009). *La economía del cambio climático en Chile*. Santiago.
- Christensen, N., Wood, A., Voisin, N., Lettenmaier, D., & Palmer, R. (2004). The effects of climate change on the hydrology and water resources of the Colorado river basin. *Climatic Change* 62 , 337-363.
- CONAMA. (2008). *Análisis de vulnerabilidad del sector silvoagropecuario y de los recursos hídricos y edáficos de Chile frente a escenarios de cambio climático*. Santiago.
- Condom, T., Escobar, M., Purkey, D., Pouget, J., Suarez, W., Ramos, C., et al. (2011). Modelling the hydrologic role of glaciers within a Water Evaluation and Planning System (WEAP): A case of study in the río Santa watershed (Perú). *Hydrology and Earth System Sciences Discussion*, 8 , 869-916.
- Cortes, G., Vargas, X., & McPhee, J. (2011). Climatic sensitivity of streamflow timing in the extratropical western Andes Cordillera. *Journal of Hydrology* 405- Issues 1-2 , 103-109.
- DGF. (2006). *Estudio de la variabilidad climática en Chile para el siglo XXI*. Santiago: Universidad de Chile. Comisión Nacional del Medio Ambiente.
- Dirección General de Aguas. (1987). *Balance Hídrico de Chile*. Santiago: Ministerio de Obras Públicas.

Dirección General de Aguas. (2011). *Información pluviométrica, fluviométrica, estado de embalses y aguas subterráneas*. Santiago.

Dirección General de Aguas. (2010). *Pronóstico de disponibilidad de agua. Temporada de Riego 2010-2011*. Santiago.

Dirección Meteorológica de Chile. (2011, Junio). Retrieved Junio 2011, from <http://www.meteochile.cl/climas/climas.html>

Dozier, J. (1989). Spectral signature of alpine snow cover from the LANDSAT thematic mapped. *Remote Sensing of Environment* 28 , 9-22.

Escobar, F., & Aceituno, P. (1998). Influencia del fenómeno ENSO sobre la precipitación nival en el sector andino de Chile central durante el invierno. *Bull. Inst. fr. études andines* 27 (3) , 753-759.

Falvey, M., & Garreaud, R. (2007). Wintertime precipitation episodes in central Chile: Associated meteorological conditions and orographic influences. *American Meteorological Society* , 171-193.

Favier, V., Falvey, M., Rabatel, A., Prederio, E., & López, D. (2009). Interpreting discrepancies between discharge and precipitation in high-altitude area of Chile's Norte Chico region (26-32°S). *Water Resour. Res.*, Vol. 45, W02424 , doi:10.1029/2008WR006802.

Gao, H., Tang, Q., Shi, H., Zhu, C., Bohn, T., Su, S., et al. (2010). Water Budget Record from Variable Infiltration Capacity (VIC) Model. *Algorithm Theoretical Basis Document for Terrestrial Water Cycle Data Records* .

Groves, D., Yates, D., & Tebaldi, C. (2008). Developing and applying uncertain global climate change projections for regional water management planning. *Water Resources Research*, 44, W12413 .

Hock, R. (2003). Temperature index melt modelling in mountain areas. *Journal of Hydrology* 282 , 104-115.

IPCC. (2000). *Special Report on Climate Scenarios*.

Liang, X. (1994). A simple hydrologically based model of land-surface water and energy fluxes for general circulation models. *Geophys. Res.-Atmos.* 99(D7) , 14415-14428.

López-Moreno, J., & Nogués-Bravo, D. (2006). Interpolating local snow depth data: an evaluation of methods. *Hydrological Processes* , 2217-2232.

Marangunic, C. (1979). *Inventario de Glaciares. Hoya del río Maipo*. Santiago: Dirección General de Aguas.

Masiokas, M., Villalba, R., Luckman, B., Le Quesne, C., & Aravena, J. C. (2006). Snowpack variations in the Central Andes of Argentina and Chile, 1951-2005: Large scale atmospheric

influences and implications for water resources in the region. *Journal of Climate Vol 19* , 6334-6352.

Maurer, E. (2007). Uncertainty in hydrologic impacts of climate change in the Sierra Nevada, California, under two emissions scenarios. *Climatic Change* 82 , 309-325.

McPhee, J., & Vargas, X. (2009). *Análisis de vulnerabilidad del sector hidroeléctrico. Disponibilidad futura de los recursos hídricos en Chile frente a escenarios de cambio climático*. Santiago: CEPAL.

Miller, A. (1976). The Climate of Chile. In W. Schwerdtfeger, *Climates of Central and South America* (pp. 113-145). Amsterdam: Elsevier Scientific Publishing Company.

Molotch, N., Colee, M., Bales, R., & Dozier, J. (2005). Estimating the spatial distribution of snow water equivalent in an alpine basin using binary regression tree models: the impact of digital elevation data and independent variable selection. *Hydrol. Process.* 19 , 1459-1479.

National Aeronautics and Space Administration. (2011). *MODIS WEB*. Retrieved Junio 2011, from <http://modis.gsfc.nasa.gov/>

National Aeronautics and Space Administration. (2011). *MODIS WEB*. Recuperado el Junio de 2011, de <http://modis.gsfc.nasa.gov/>

Natural Water and Climate Center. (2011). *SNOTEL and Snow Survey & Water Supply Forecasting*. Retrieved Junio 2011, from <http://www.wcc.nrcs.usda.gov/snotel/SNOTEL-brochure.pdf>

Natural Water and Climate Center. (2011). *SNOTEL and Snow Survey & Water Supply Forecasting*. Recuperado el Junio de 2011, de <http://www.wcc.nrcs.usda.gov/snotel/SNOTEL-brochure.pdf>

OMS. (1994). *Guía de prácticas hidrológicas. Adquisición y proceso de datos, análisis, predicción y otras aplicaciones*.

Organización Meteorológica Mundial. (1994). *Guía de prácticas hidrológicas. Adquisición y proceso de datos, análisis, predicción y otras aplicaciones*.

Organización Meteorológica Mundial. (1994). *Guía de prácticas hidrológicas. Adquisición y proceso de datos, análisis, predicción y otras aplicaciones*.

Pellicciotti, F., Helbing, J., Rivera, A., Favier, V., Corripio, J., Araos, J., et al. (2008). A study of the energy balance and melt regime on Juncal Norte Glacier, semi-arid Andes of central Chile, using melt models of different complexity. *Hydrol. Process.* 22 , 3980-3997.

Peña, H., & Nazarala, B. (1987). Snowmelt-runoff simulation model of a central Chile andean basin with relevant orographic effects. *Large Scale Effects of Seasonal Snow Cover* (pp. 161-172). Vancouver: IAHS Publ. no. 166.

Purkey, D., Huber-Lee, A., Yates, D., Hanemann, M., & Herrod-Julius, S. (2007). Integrating a Climate Change Assessment Tool into a Stakeholder-Driven Water Management Decision-Making Processes in California. *Water Resources Management* 21 , 315-329.

Randall, D., Wood, R., Bony, S., Colman, R., Fichet, T., Fyfe, J., et al. (2007). Climate Models and their evaluation. In S. Solomon, D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K. Averyt, et al., *Climate Change: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. United Kingdom and New York, NY, USA: Cambridge University Press.

RHMA. (2008). *Investigación de nieves y escorrentía de deshielo en la cuenca alta del río Aconcagua. Aplicación de modelos de simulación nival y de pronóstico de volúmenes de deshielo*. Santiago: Universidad de Chile. Dirección General de Aguas.

Shuttleworth, W. (1993). Evaporation. In D. Maidment, *Handbook of Hydrology* (pp. 4.1-4.53). McGraw-Hill.

Turc, L. (1954). Le bilan d'eau des sols, relation entre les précipitations, l'évaporation et l'écoulement. *Ann. Agron.* 5 , 491-596.

University of Washington. (2009, Septiembre). *Variable Infiltration Capacity (VIC) - Macroscale Hydrologic Model*. Retrieved Junio 2011, from <http://www.hydro.washington.edu/Lettenmaier/Models/VIC/>

University of Washington. (2009, Septiembre). *Variable Infiltration Capacity (VIC) - Macroscale Hydrologic Model*. Retrieved Junio 2011, from <http://www.hydro.washington.edu/Lettenmaier/Models/VIC/>

Valdivia, P. (1984). Inventario de Glaciares. Andes de Chile Central (32°-35° lat. S). Hoyas de los ríos Aconcagua, Maipo, Cachapoal y Tinguiririca. *Jornadas de Hidrología de Nieves y Hielos en América del Sur*. (pp. 6.1-6.24). Santiago: Programa Hidrológico Internacional.

Vargas, X., & Brown, E. (1988). Modelos de función de transferencia de múltiples entradas para los pronósticos de crecidas en tiempo real. *Memorias del XIII Congreso Latinoamericano de Hidráulica*. La Habana, Cuba.

Viale, M., & Nuñez, M. (2011). Climatology of winter orographic precipitation over the subtropical central Andes and associated synoptic and regional characteristics. *Journal of Hydrometeorology* 12 , 481-507.

Vicuña, S., Garreaud, R., & McPhee, J. (2010). Climate change impacts on the hydrology of a snowmelt driven basin in semiarid Chile. *Climatic Change*. , DOI 10.1007/s10584-010-9888-4.

Winstral, A., & Marks, D. (2002). Simulating wind fields and snow redistribution using terrain-based parameters to model snow accumulation and melt over a semi-arid mountain catchment. *Hydrological Processes* , 3585-3603.

World Climate Research Programme. (2011, 01 22). *CMIP5 Coupled Model Intercomparison Project*. Retrieved 12 04, 2011, from <http://cmip-pcmdi.llnl.gov/>

Xie, Z., Duan, Q., Zhen, J., Liang, M., & Cheng, F. (2007). Regional parameter estimation of the VIC land surface model: Methodology and application to river basins in China. *Journal of hydrometeorology* , 447-468 DOI: 10.1175/JHM568.1.

Yates, D., Sieber, J., Purkey, D., & Huber-Lee, A. (2005). WEAP 21-A Demand-, Priority-, and Preference- Driven Water Planning Model. *Water International* 30 Issue 4 , 487-500.

10. ANEXO A
MODELO VIC

10.1 Características generales

El modelo hidrológico VIC (Variable Infiltration Capacity) es un modelo a macro-escala que resuelve balances de masa y energía en cada celda de una grilla previamente definida por el usuario (Liang, 1994; Gao, et al., 2010). Una vez resueltos los balances, en cada celda de manera independiente, el modelo entrega los flujos de salida y las variables de estado correspondientes a cada paso de tiempo.

El principal supuesto en el que se basa VIC es que la transferencia de escorrentía superficial y subterránea entre las celdas es despreciable en relación a los flujos evaporativos y de precipitación de cada celda particular. La validez de este supuesto depende directamente del tamaño de las celdas, la densidad de cauces y el paso de tiempo escogido. En ese sentido, es esperable que en una superficie amplia (del orden de varios km^2), en un paso de tiempo pequeño (a escala horaria o intra-diaria), los flujos de precipitación y evaporación sean superiores a los volúmenes de escorrentía intercambiados con las celdas adyacentes.

Como los resultados de VIC son entregados para cada celda individualmente, los flujos de escorrentía superficial generada deben ser ruteados a un punto de salida en una fase posterior. Esta fase considera la topografía de la cuenca y se realiza de manera independiente al cálculo de los balances de masa y energía.

VIC es un modelo utilizado principalmente en investigación que fue desarrollado por la Universidad de Washington en Seattle, EEUU, durante la década de 1990 (University of Washington, 2009). El modelo ha sido ampliamente utilizado tanto en EEUU como de manera global, por lo que cuenta con una amplia bibliografía y documentos de apoyo. Dentro de sus principales aplicaciones destacan las evaluaciones de impacto de cambio climático a nivel global y regional, donde su carácter distribuido y facilidad de acoplamiento con modelos de circulación general de la atmósfera ha entregado buenos resultados (Christensen, Wood, Voisin, Lettenmaier, & Palmer, 2004; Xie, Duan, Zhen, Liang, & Cheng, 2007).

Para generar las componentes de la escorrentía (superficial y flujo base), VIC utiliza un esquema de tres estanques que simulan las capas del suelo (aunque el número de estanques puede ser modificado, tres estanques son usados en la mayoría de las aplicaciones y es el número recomendado por el sitio oficial).

De esta manera, para evacuar los volúmenes de agua desde el almacenamiento subterráneo, el modelo utiliza una curva que calcula la descarga en base a la fracción de área saturada (Figura 10-1, curva de infiltración variable) y a la humedad de la capa inferior (Figura 10-1, curva de flujo base), para los estanque superiores y el estanque inferior, respectivamente.

En los estanques superiores, para la curva de infiltración variable, al ingresar una precipitación P , se produce un aumento de la humedad del suelo (ΔW_U) según la curva definida por el

parámetro b . El área por debajo de la curva de infiltración se agrega a la humedad del suelo y la que está por sobre ella se transforma en escorrentía directa (Q_d).

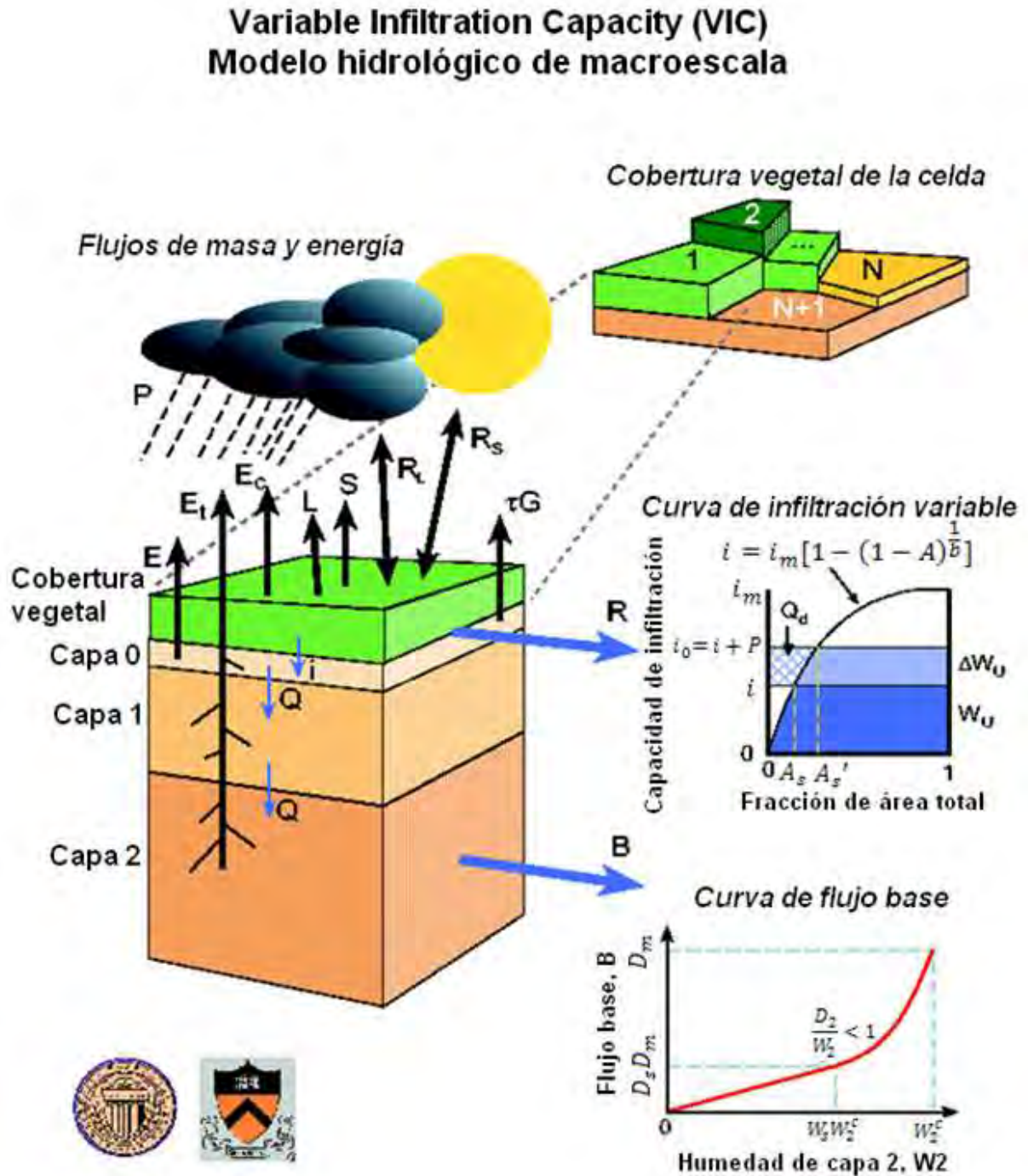


Figura 10-1: Esquema hidrológico del modelo VIC

Adaptado de <http://www.hydro.washington.edu/Lettenmaier/Models/VIC/Overview/ModelOverview.shtml>

Por otro lado, para la capa inferior, un aumento en la humedad se ve traducido en un aumento en el flujo base según la curva definida por los parámetros D_s , D_m , W_2^c y W_s .

En este esquema las variables usadas son:

i : Capacidad de infiltración [mm];

i_m : Capacidad máxima de infiltración [mm];

A_s : Fracción del área total para la que la capacidad de infiltración es menor que i ;

b : Parámetro de forma de la curva de infiltración;

P : Precipitación [mm]

Q_d : Escorrentía directa [mm];

W_U : Humedad del estanque superior;

D_m : Máximo flujo base [mm/d];

D_s : Fracción de D_m que define el límite entre una respuesta lineal y no –lineal del flujo base a la humedad del suelo.

W_2^c : Humedad máxima del estanque inferior;

W_s : Fracción de W_2^c que define el límite entre una respuesta lineal y no –lineal del flujo base a la humedad del suelo.

Los flujos de masa y energía (Figura 10-1, flujos de masa y energía) considerados por el modelo en sus balances son los siguientes:

E : Evaporación desde el suelo;

E_T : Evapotranspiración desde capa vegetal;

E_c : Evaporación desde la intercepción de la capa vegetal;

L : Calor latente;

S : Calor sensible;

R_L RL: Radiación de onda larga;

R_s RS: Radiación de onda corta;

τG : Calor del suelo;

R : Escorrentía directa;

Q : Percolación;

B : Flujo base.

Los procesos que ocurren al interior de las celdas son capturados de manera estadística. Por ejemplo: si bien la cobertura vegetal no está espacialmente distribuida en la celda según la realidad, sí es posible incorporar la fracción que representa un tipo de cobertura en relación al área total (Figura 10-1, cobertura vegetal de la celda). De manera similar, VIC incorpora la opción de subdividir las celdas en bandas de elevación donde se distribuyan las variables meteorológicas como función de su elevación. En la Figura 10-2 se muestra como se utiliza la subdivisión de las celdas en bandas de elevación para distribuir la precipitación y la temperatura de acuerdo a la altitud de cada banda, dando origen al derretimiento de nieve.

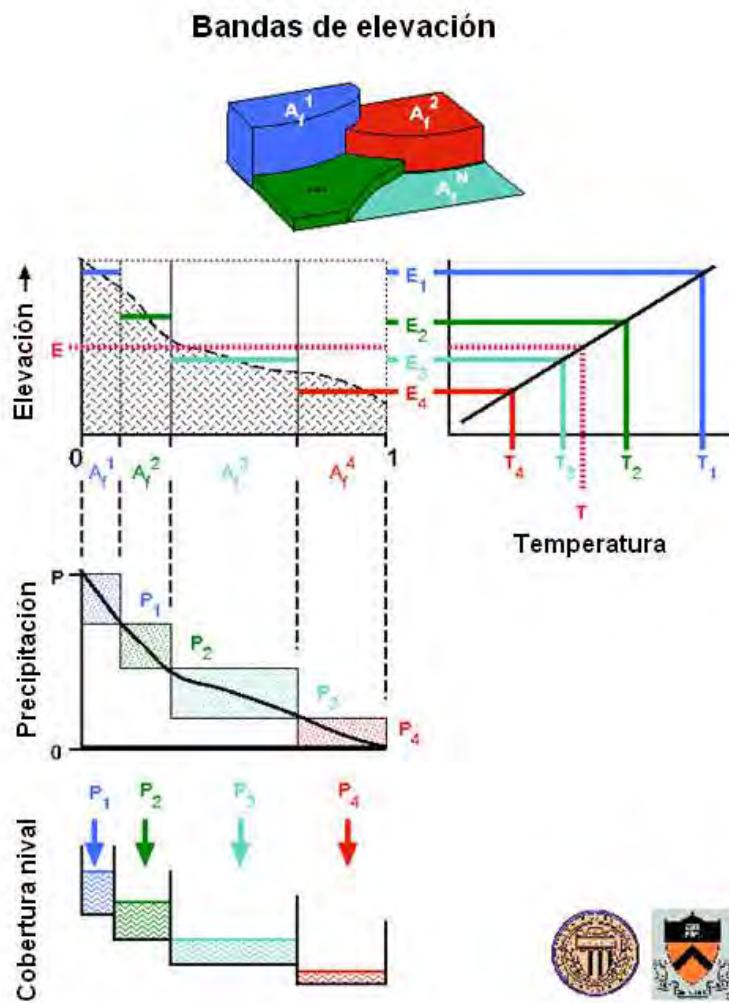


Figura 10-2: Esquema de modelación del proceso de acumulación-derretimiento de nieve

Adaptado de <http://www.hydro.washington.edu/Lettenmaier/Models/VIC/Overview/ModelOverview.shtml>

10.2 Construcción del modelo

En el presente estudio se realizó una modelación preliminar de la cuenca de Aconcagua en Chacabucito en el periodo Abr-2005 a Mar-2009, la que incluye la construcción de los archivos básicos para ejecutar el modelo. Estos archivos pueden ser clasificados en dos: los que definen las características propias del terreno y los que definen las variables meteorológicas de entrada (Tabla 10-1). El tamaño de las celdas de la grilla escogida corresponde a 5x5 km, el cual fue elegido para representar correctamente los procesos orográficos de la cordillera.

Tabla 10-1 : Información de entrada al modelo VIC

Tipo de información	Información	Fuente
Características del terreno	Topografía	Modelo de elevación digital global de alta resolución (30 m) ASTER-GDEM ⁶ (Figura 10-3)
	Propiedades hidráulicas del suelo	Tipos de suelo (5-min x 5-min) según FAO Map of Soil Resources ⁷ (Figura 10-4)
	Cobertura vegetal	Usos de suelo según Global Land Cover Characterization ⁸
Variables forzantes	Precipitación	Gradientes promedio calculados para el modelo WEAP (Capt. 8)
	Temperatura máxima y mínima	Correlaciones de imágenes satelitales MODIS de temperatura del suelo con estaciones de temperatura DGA
	Viento	Como primera aproximación se usó un valor constante de 3 m/s

⁶ Disponible en la web <http://www.gdem.aster.ersdac.or.jp>

⁷ Disponible en la web <http://www.fao.org/ag/agl/agll/wrb/soilres.stm>

⁸ Disponible en la web <http://edc2.usgs.gov/glcc/glcc.php>

10.2.1 Características del terreno

La información extraída de ASTER-GDEM corresponde a la usada en las diferentes etapas de este estudio. La información de suelos extraída de la FAO Map of Soil Resources y la Global Land Cover Characterization está a una resolución inferior que la grilla escogida. Sin embargo, se decidió usarla de manera preliminar ya que corresponden a las fuentes sugeridas por la información oficial del modelo. Mientras la información de suelos señala que de prácticamente toda el área de estudio corresponde a un suelo denominado “Sandy Claim Loam”, la información de cobertura vegetal para la alta montaña aparece como nula. Esto termina por definir una zona homogénea en términos de cobertura de suelos.

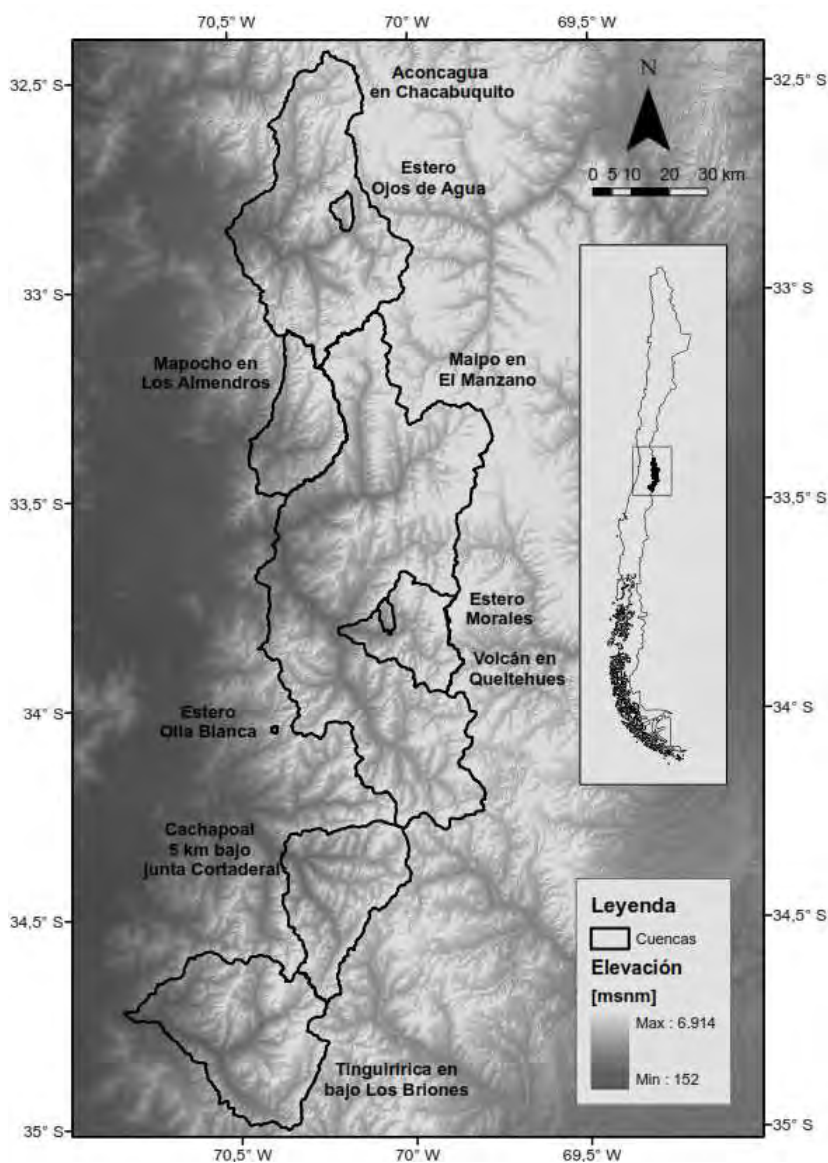


Figura 10-3: Modelo de elevación digital de la zona

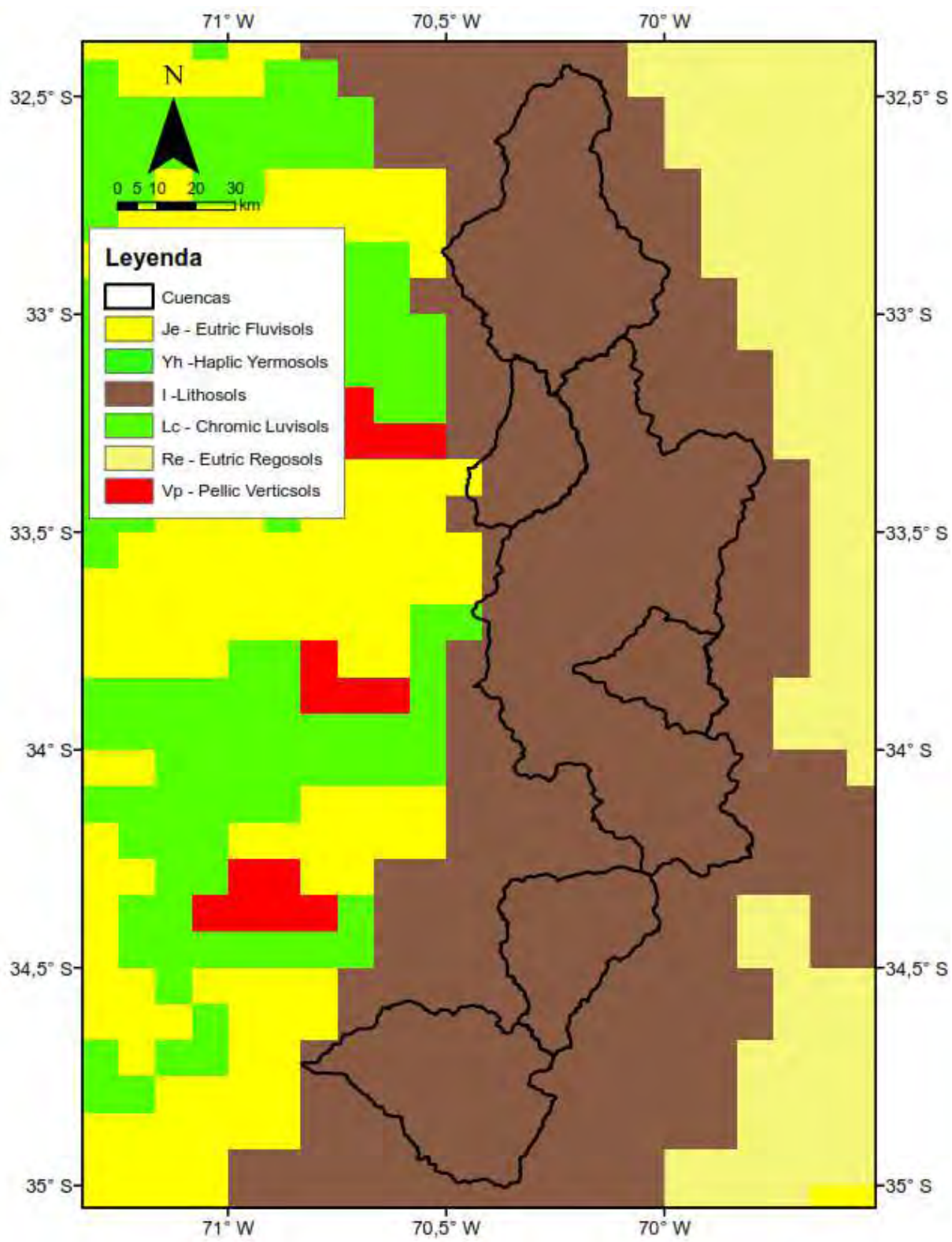


Figura 10-4: Mapa de tipos de suelo de la zona central

10.2.2 Variables forzantes

Considerando una ejecución preliminar del modelo, la variable forzante de precipitación se determinó según las metodologías usadas a lo largo de este estudio, es decir, mediante gradientes lineales calculados en el Capítulo 8. Por otro lado, se realizó un supuesto grueso acerca de la velocidad del viento y se supuso igual a 3 m/s para toda el área.

Para estimar la temperatura del aire mínima y máxima de manera distribuida en la zona de estudio se utilizaron las imágenes MODIS. Estas imágenes entregan la temperatura del suelo a una resolución de 1 km².

Las imágenes satelitales MODIS (Moderate resolution Imaging Spectroradiometer), a través de 36 bandas que captan distintas longitudes de onda, proveen una manera de cuantificar las características de la superficie del terreno como lo es el tipo de cubierta y la extensión, cobertura nival, temperatura superficial, cobertura vegetal y ocurrencia de incendios forestales. Para obtener de las características anteriormente mencionadas, las imágenes entregan directamente la información; no así otro tipo de imágenes (ej. LANDSAT) las que entregan las bandas de emisión y es el usuario quien debe realizar por su cuenta los algoritmos pertinentes para obtener la información. En este estudio, se utilizaron los productos Land Surface Temperature MODIS (LST MODIS) que corresponden a la temperatura de la superficie de la Tierra para desarrollar el algoritmo que permite obtener la temperatura del aire.

Los productos LST MODIS son creados a partir de una secuencia de productos, comenzando con una franja (escena) y progresando, a través de transformaciones espaciales y temporales, hacia productos grillados globales a nivel diario, cada 8 días y mensuales. El Producto MODIS utilizado en el cálculo de la temperatura del aire se describe en la Tabla 10-2.

Tabla 10-2: Característica de los Productos MOD11A1 (satélite Terra) y MYD11A1 (Satélite Aqua)

Tipo de Dato Científico Terrestre	Nivel del Producto	Dimensiones del arreglo	Resolución Espacial	Resolución Temporal	Proyección
MOD11A1 MYD11A1	L3 (Producto Temporal y Espacialmente manipulado)	1200 filas por 1200 columnas (total 1113 km ²)	1 km ² (actual 0,972 km ²)	diaria	Sinusoidal

Para determinar la temperatura del aire a partir de las imágenes MODIS se siguió el siguiente procedimiento:

En primer lugar se seleccionó la mayor temperatura de la imagen de día y la menor temperatura de la imagen de noche ($LST_{\text{día}}$ y LST_{noche}) que entregan ambos satélites.

A continuación, se supuso que existe una dependencia entre la altura y la temperatura de terreno. Los valores de temperatura del terreno que rodean la celda o el grupo de celdas sin información son utilizados para realizar un ajuste lineal entre la temperatura y cota de la celda (obtenida del DEM). Este algoritmo se realiza cuando existe como máximo un 20% de información faltante en la cuenca.

En los casos cuando las imágenes que no pueden ser completadas por el método anterior, se rellenan utilizando el promedio ponderado en el tiempo de las imágenes completas o rellenas más próximas, es decir, la imagen completa más cercana en un tiempo anterior y la completa más cercana en un tiempo posterior se ponderan según el desfase temporal existente con la imagen del día de interés.

Posteriormente, para obtener la temperatura del aire, se correlacionó la información meteorológica de la cuenca con los valores obtenidos para la celda correspondiente a la localización de la estación de interés. Este procedimiento se realizó con las estaciones meteorológicas Portillo, El Yeso y Termas del Flaco.

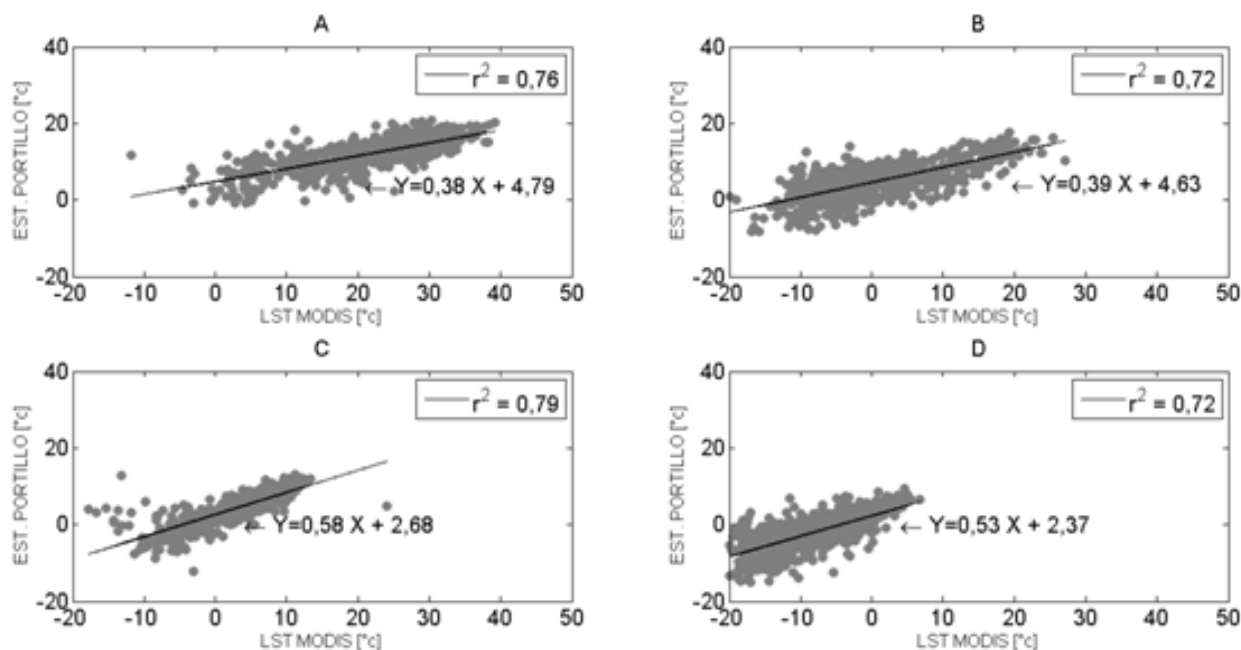


Figura 10-5: Temperatura del aire en celda estación Portillo

- A) Relación para los máximos en periodo pluvial. B) Relación para los máximos en periodo deshielo. C) Relación para los mínimos en periodo pluvial. D) Relación para los mínimos en periodo deshielo.

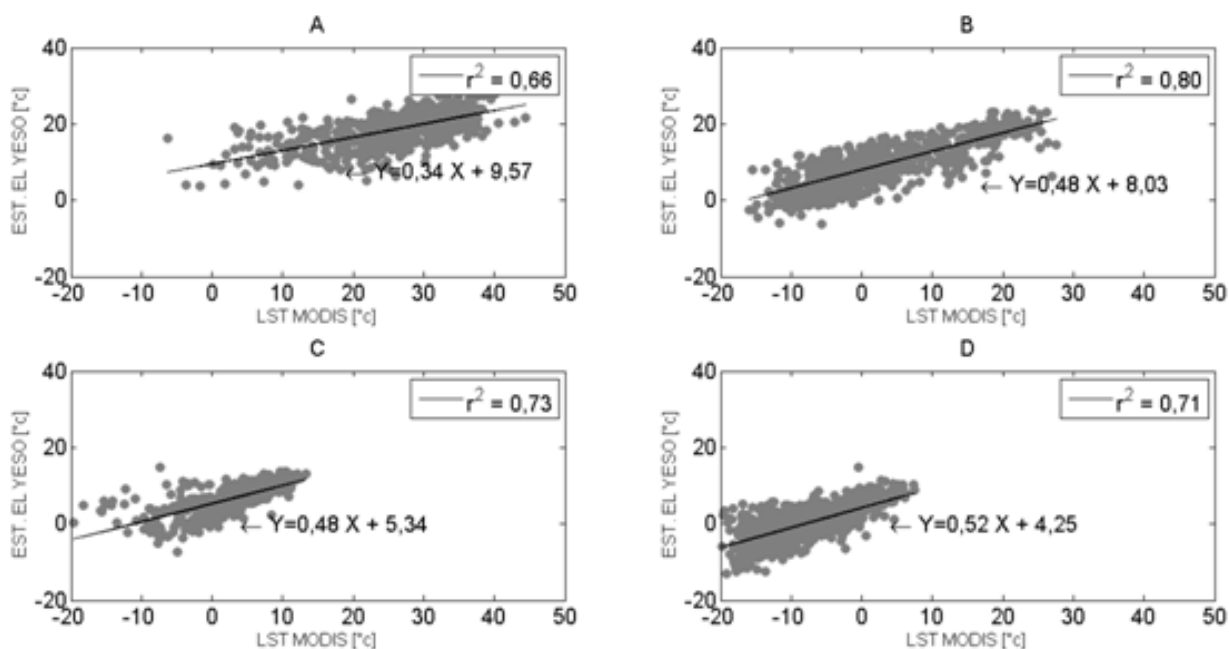


Figura 10-6: Temperatura del aire en celda estación El Yeso

A) Relación para los máximos en periodo pluvial. B) Relación para los máximos en periodo deshielo. C) Relación para los mínimos en periodo pluvial. D) Relación para los mínimos en periodo deshielo.

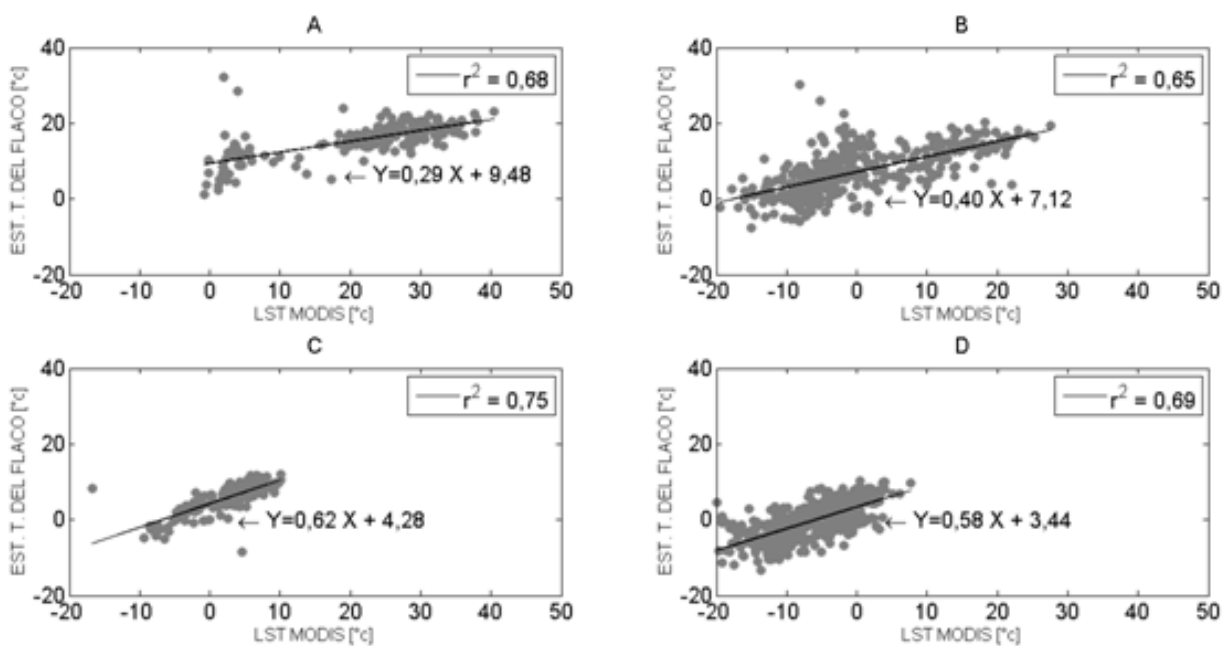


Figura 10-7: Temperatura del aire en celda estación Termas del Flaco

A) Relación para los máximos en periodo pluvial. B) Relación para los máximos en periodo deshielo. C) Relación para los mínimos en periodo pluvial. D) Relación para los mínimos en periodo deshielo.

Obtenidas las relaciones lineales entre temperatura máxima y mínima en los periodos de acumulación y deshielo, se corrigieron todas las celdas de interés, usando la relación correspondiente a la estación más cercana. De esta manera, las cuencas Aconcagua en Chacabucito y Mapocho en los Almendros fueron corregidas por la relación encontrada para en la estación Portillo. Maipo en el Manzano fue corregida por la relación encontrada en la estación El Yeso. Y por último, Cachapoal 5 km bajo la junta Cortaderal y Tinguiririca en bajo Los Briones corregidas por Termas del Flaco.

Una vez corregidas las imágenes satelitales y obtenidas las imágenes de temperatura del aire, se procede a aumentar la resolución para trabajar en una grilla de 5 km²; la misma que utiliza el modelo hidrológico.

10.3 Resultados

Una vez incorporada la información de suelos y de variables forzantes, se ejecutó el modelo a escala intra-diaria (8 horas) y se sumaron los flujos resultantes a escala diaria y mensual. Al sumar estos caudales, se está despreciando un ruteo más elaborado de los flujos. Sin embargo, a medida que se trabaja a escalas de tiempo más grandes, la influencia de un ruteo más elaborado se hace menor ya que una vez ingresados los flujos en los cauces éstos llegan rápidamente al punto de salida.

Los resultados del modelo indican una simulación aceptable de los caudales en el punto de salida de la cuenca de Aconcagua en Chacabucito, tanto desde el punto de vista de los volúmenes totales como de la estacionalidad de la escorrentía (Figura 10-8 y Figura 10-9). Para evitar imponer una condición inicial sobre los almacenamientos subterráneos, se dejó el primer año de simulación como prueba. De esta manera, los volúmenes de almacenamiento se regulan automáticamente al dejar ejecutar el modelo.

El hecho de que VIC modele de forma más detallada los procesos físicos de la modelación hidrológica, permite que la etapa de calibración sea más corta debido a que existen menos parámetros arbitrarios. Sin embargo, añade la dificultad adicional de estimar de manera precisa los parámetros y variables de entrada de manera distribuida.

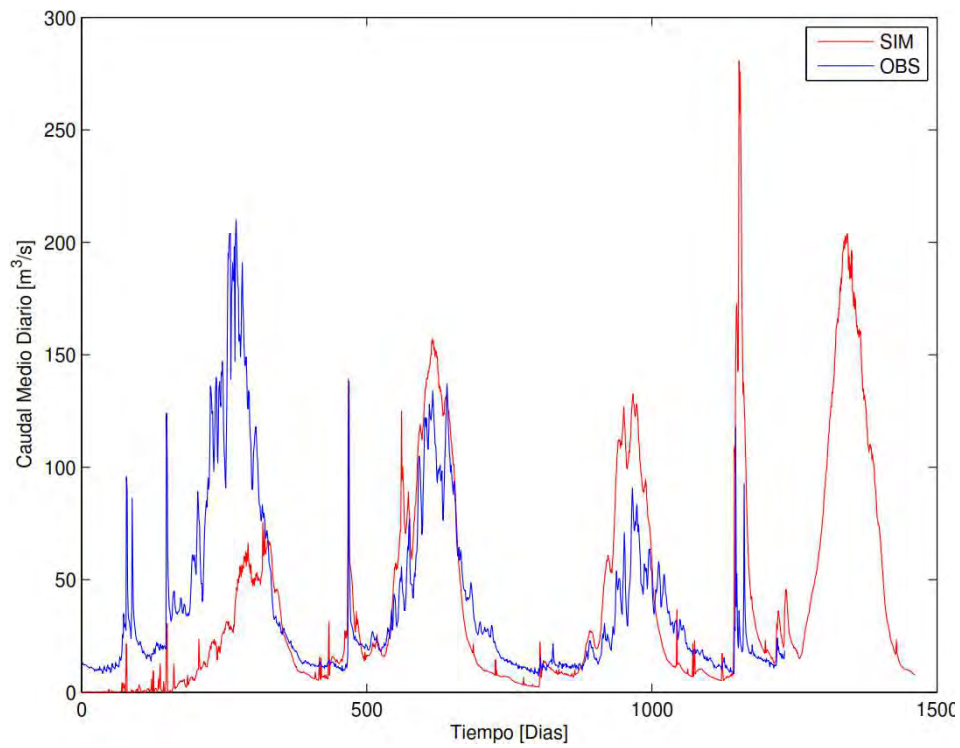


Figura 10-8: Resultados preliminares de caudal a nivel diario. Modelo VIC

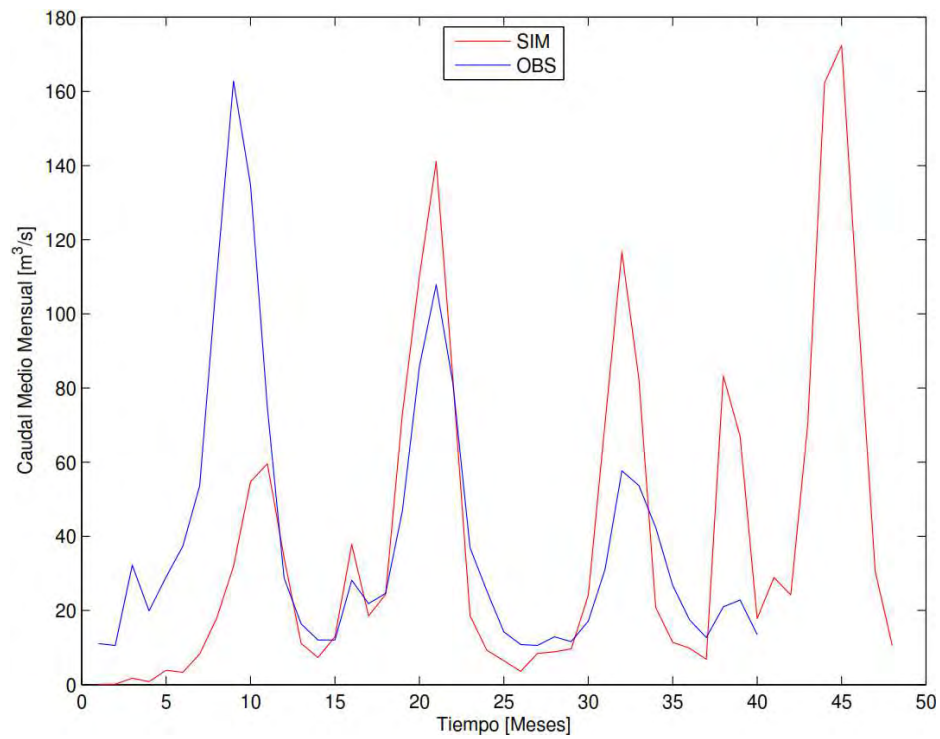
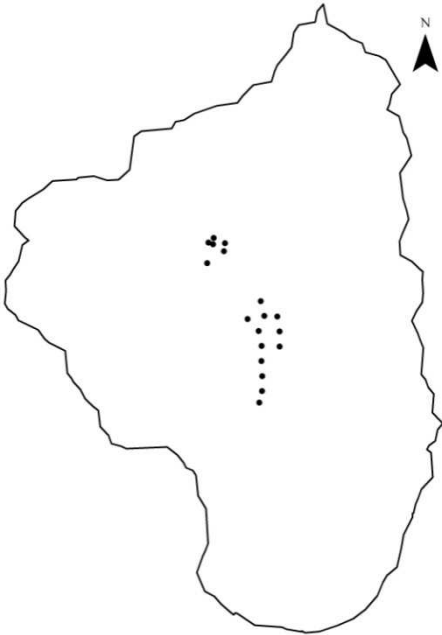


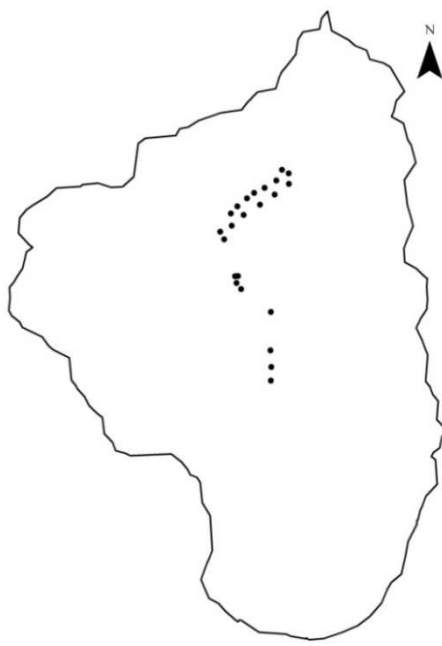
Figura 10-9: Resultados preliminares de caudal a nivel mensual. Modelo VIC

11. ANEXO B
DETALLE CAMPAÑAS DE TERRENO

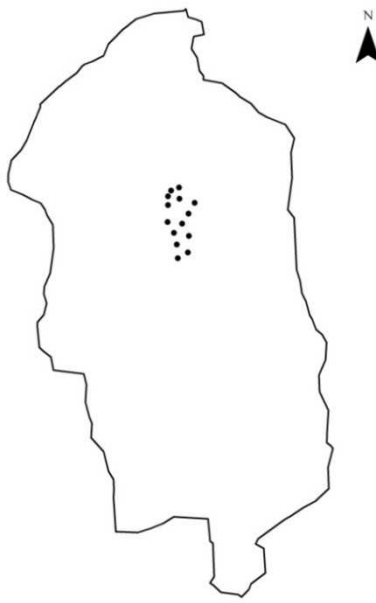
Campaña	:	C1	Figura 11-1: Distribución de puntos Campaña C1 
ID	:	OA01-2010	
Cuenca	:	Ojos de Agua	
Fecha	:	24-09-2010	
Número de asistentes	:	7	
Número de puntos	:	18	
Número de Calicatas	:	1	
Observaciones:			
Recorrido de la cuenca en 1 día.			

Campaña	:	C2	Figura 11-2: Distribución de puntos Campaña C2 
ID	:	OA02-2010	
Cuenca	:	Ojos de Agua	
Fecha	:	28-09-2010	
Número de asistentes	:	3	
Número de puntos	:	115	
Número de Calicatas	:	0	
Observaciones:			
Llegada en helicóptero a la parte alta de la cuenca.			
Recorrido de la cuenca en 1 día.			

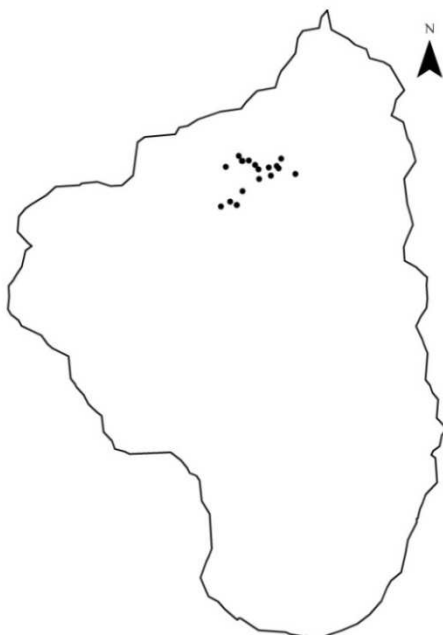
Campaña	:	C3	Figura 11-3: Distribución de puntos Campaña C3
ID		OA03-2010	
Cuenca	:	Ojos de Agua	
Fecha	:	08-10-2010	
Número de asistentes	:	7	
Número de puntos	:	23	
Número de Calicatas	:	1	
Observaciones:			
Recorrido de la cuenca en 1 día.			
Realización de aforo para calibrar curva de descarga de la cuenca.			

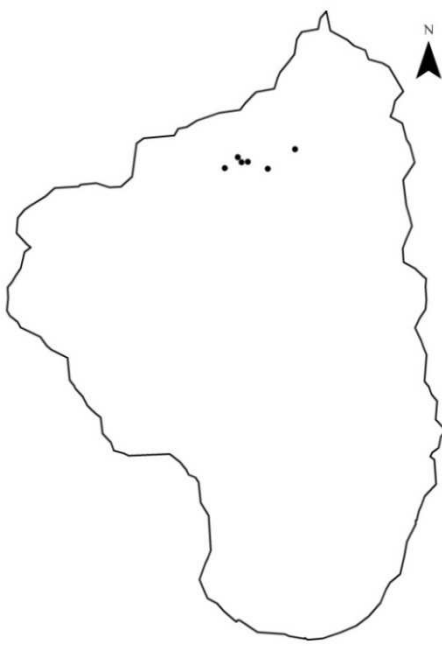


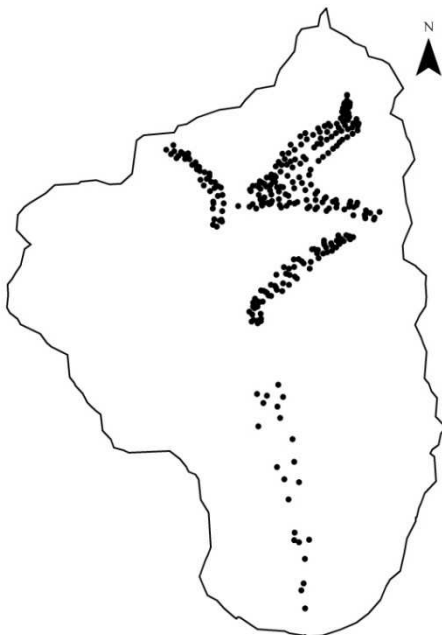
Campaña	:	C4	Figura 11-4: Distribución de puntos Campaña C4
ID		EM01-2010	
Cuenca	:	Morales	
Fecha	:	15-10-2010	
Número de asistentes	:	4	
Número de puntos	:	14	
Número de Calicatas	:	1	
Observaciones:			
Recorrido de la cuenca en 1 día.			

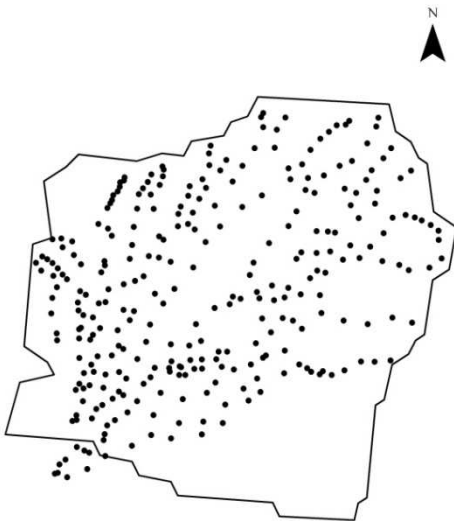


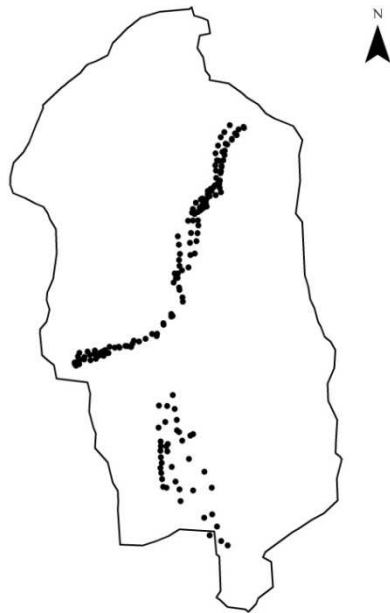
Campaña	:	C5	Figura 11-5: Distribución de puntos Campaña C5 
ID	:	OA04-2010	
Cuenca	:	Ojos de Agua	
Fecha	:	21-10-2010	
Número de asistentes	:	3	
Número de puntos	:	14	
Número de Calicatas	:	1	
Observaciones:			
Recorrido de la cuenca en 2 días.			
Realización de aforo para calibrar curva de descarga de la cuenca.			

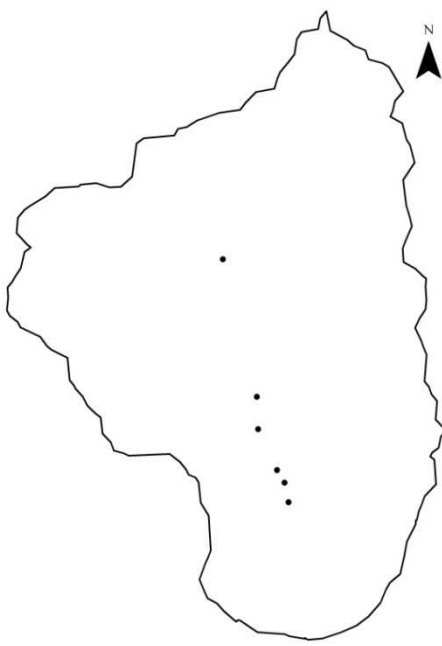
Campaña	:	C6	Figura 11-6: Distribución de puntos Campaña C6
ID		OA05-2010	
Cuenca	:	Ojos de Agua	
Fecha	:	04-11-2010	
Número de asistentes	:	7	
Número de puntos	:	19	
Número de Calicatas	:	1	
Observaciones:			
Recorrido de la cuenca en 2 días			
Realización de aforo para calibrar curva de descarga de la cuenca.			

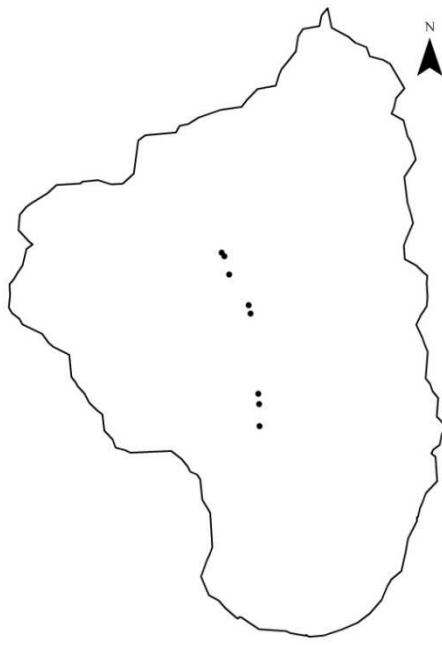
Campaña	:	C7	Figura 11-7: Distribución de puntos Campaña C7 
ID		OA06-2010	
Cuenca	:	Ojos de Agua	
Fecha	:	25-11-2010	
Número de asistentes	:	3	
Número de puntos	:	6	
Número de Calicatas	:	1	
Observaciones:			
Recorrido de la cuenca en 2 días.			
Realización de aforo para calibrar curva de descarga de la cuenca.			

Campaña	:	C17	Figura 11-8: Distribución de puntos Campaña C17
ID		OA14-2011	
Cuenca	:	Ojos de Agua	
Fecha	:	30-08-2011	
Número de asistentes	:	10	
Número de puntos	:	318	
Número de Calicatas	:	1	
Observaciones:			
Recorrido de la cuenca en 1 día			
Utilización de helicóptero para medición de laderas.			

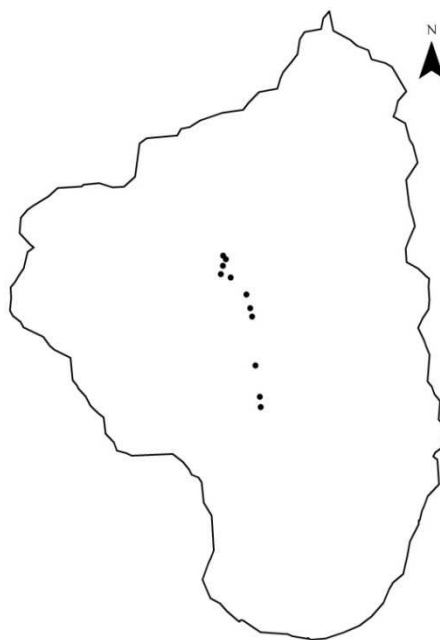
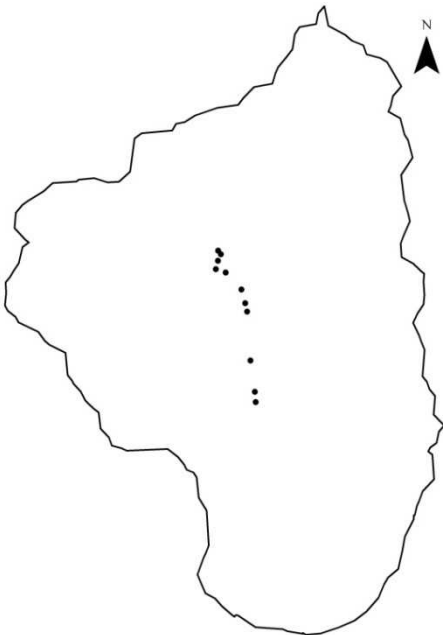
Campaña	:	C18	Figura 11-9: Distribución de puntos Campaña C18 
ID		OB01-2011	
Cuenca	:	Olla Blanca	
Fecha	:	31-08-2011	
Número de asistentes	:	5	
Número de puntos	:	295	
Número de Calicatas	:	3	
Observaciones:			
Recorrido de la cuenca en 1 día			
Utilización de helicóptero para medición de laderas.			

Campaña	:	C19	Figura 11-10: Distribución de puntos Campaña C19
ID		EM04-2011	
Cuenca	:	Morales	
Fecha	:	01-09-2011	
Número de asistentes	:	8	
Número de puntos	:	169	
Número de Calicatas	:	2	
Observaciones:			
Recorrido de la cuenca en 1 día			
Utilización de helicóptero para medición de laderas			

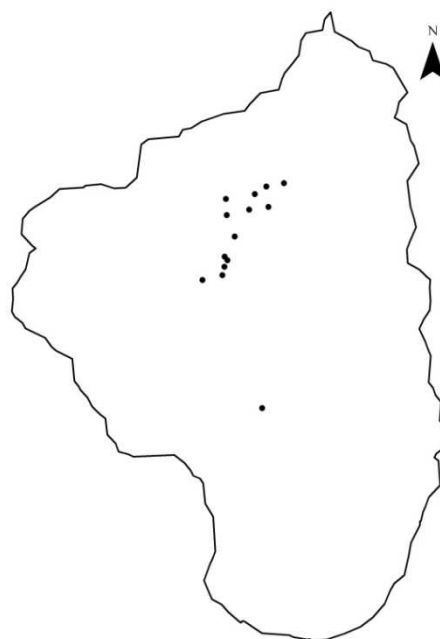
Campaña	:	C20	Figura 11-11: Distribución de puntos Campaña C20 
ID		OA15-2011	
Cuenca	:	Ojos de Agua	
Fecha	:	22-09-2011	
Número de asistentes	:	3	
Número de puntos	:	6	
Número de Calicatas	:	1	
Observaciones:			
Recorrido de la cuenca en 1 día			
Realización de aforo para calibrar curva de descarga de la cuenca.			

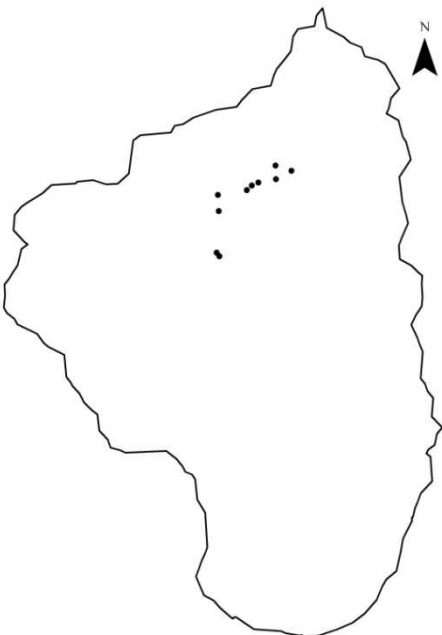
Campaña	:	21	Figura 11-12: Distribución de puntos Campaña C21 
ID		OA16-2011	
Cuenca	:	Ojos de Agua	
Fecha	:	18-10-2011	
Número de asistentes	:	3	
Número de puntos	:	8	
Número de Calicatas	:	1	
Observaciones:			
Recorrido de la cuenca en 1 día			

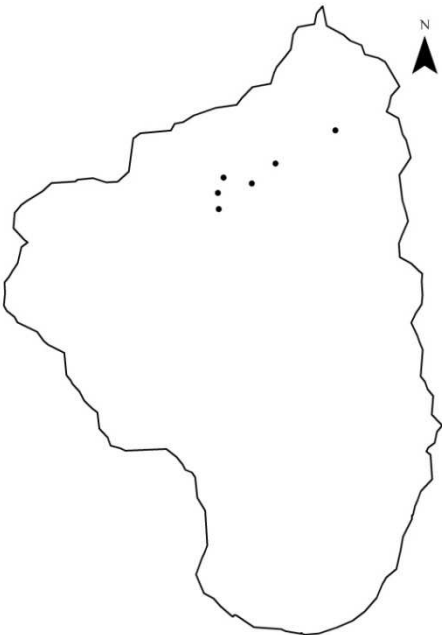
Campaña	:	22	Figura 11-13: Distribución de puntos Campaña C22
ID		OA17-2011	
Cuenca	:	Ojos de Agua	
Fecha	:	05-10-2011	
Número de asistentes	:	3	
Número de puntos	:	11	
Número de Calicatas	:	1	
Observaciones:			
Recorrido de la cuenca en 1 día			



Campaña	:	23	Figura 11-14: Distribución de puntos Campaña C23
ID		OA18-2011	
Cuenca	:	Ojos de Agua	
Fecha	:	26-10-2011	
Número de asistentes	:	3	
Número de puntos	:	14	
Número de Calicatas	:	1	
Observaciones:			
Recorrido de la cuenca en 2 días			



Campaña	:	24	Figura 11-15: Distribución de puntos Campaña C24 
ID		OA19-2011	
Cuenca	:	Ojos de Agua	
Fecha	:	10-11-2011	
Número de asistentes	:	3	
Número de puntos	:	10	
Número de Calicatas	:	1	
Observaciones:			
Recorrido de la cuenca en 2 días			

Campaña	:	25	Figura 11-16: Distribución de puntos Campaña C25 
ID		OA20-2011	
Cuenca	:	Ojos de Agua	
Fecha	:	29-11-2011	
Número de asistentes	:	4	
Número de puntos	:	10	
Número de Calicatas	:	1	
Observaciones:			
Recorrido de la cuenca en 2 días			

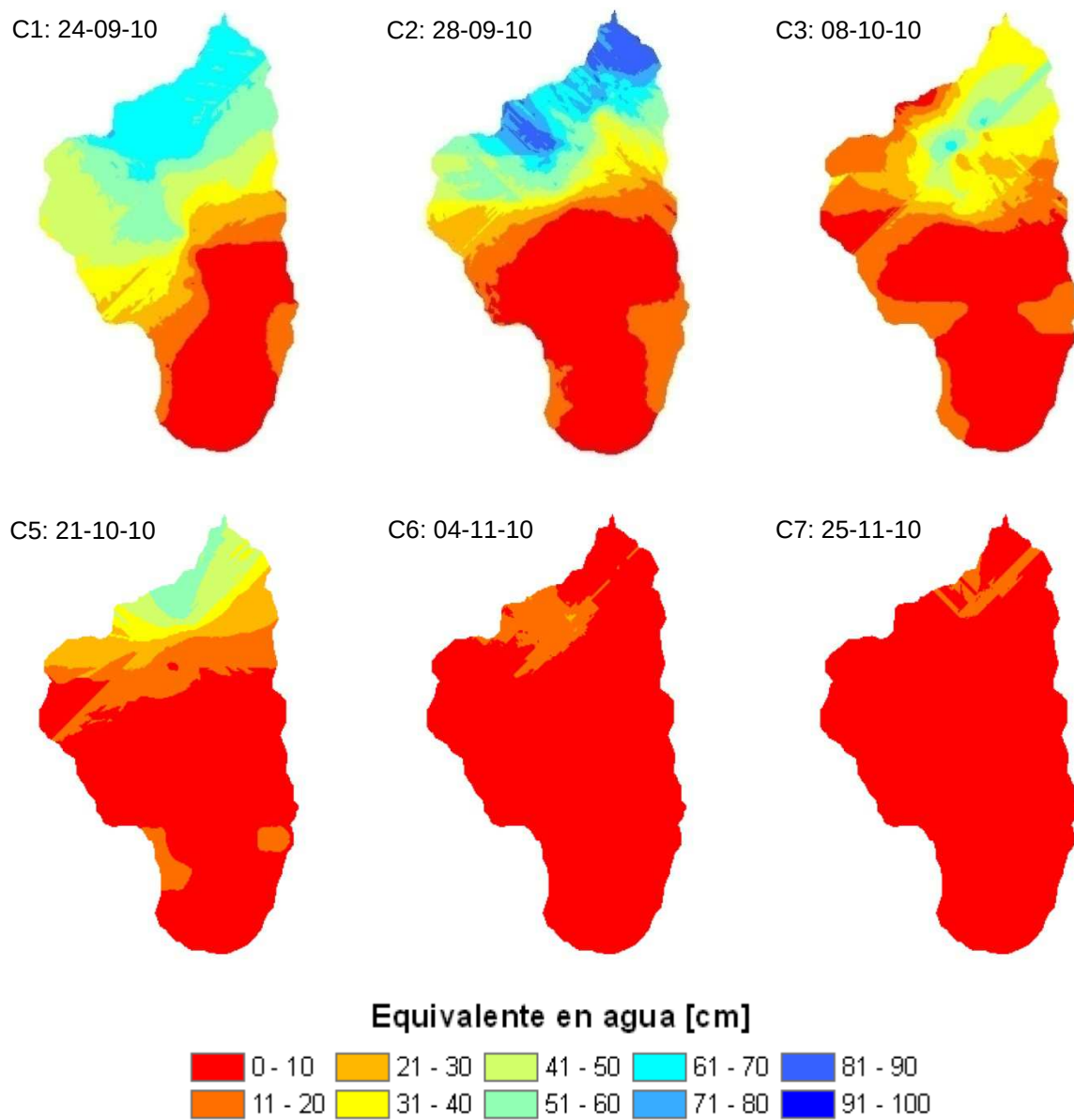


Figura 11-17 : Evolución del EA en el tiempo, campañas del año 2010.