

UNIVERSIDAD DE CONCEPCIÓN
Facultad de Ciencias Físicas y Astronómicas
Departamento de Geofísica



**Modelación atmosférica de la cuenca del río Baker mediante
el modelo WRF, e implicaciones de la temperatura en
superficie en un modelo lineal regresivo**

Juan Carlos Gutiérrez Cifuentes

Habilitación profesional
para optar al título de Geofísico

Mayo, 2017

UNIVERSIDAD DE CONCEPCIÓN
Facultad de Ciencias Físicas y Astronómicas
Departamento de Geofísica

**Modelación atmosférica de la cuenca del río Baker mediante
el modelo WRF, e implicaciones de la temperatura en
superficie en un modelo lineal regresivo**

Juan Carlos Gutiérrez Cifuentes

Habilitación profesional
para optar al título de Geofísico

Profesor guía:

Dr. Rodrigo Abarca del Río

Comisión evaluadora:

Dr. Juan Inzunza Bustos Dr. Osvaldo Artal Arrieta

Dr. Raul Orrego



Mayo, 2017

*Yo aquí me despido, vuelvo
a mi casa, en mis sueños,
vuelvo a la Patagonia en donde
el viento golpea los establos
y salpica hielo el Océano.*

Pablo Neruda

Agradecimientos

Como gratitud y complacencia por este trabajo, quiero agradecer al *Departamento de Geofísica* (DGEO), por haberme dado la posibilidad de ser admitido en su mención, otorgándome el conocimiento indispensable, durante estos años de carrera. Agradecer su disposición, al otorgarme acceso a materiales e instrumentos computacionales, los cuales fueron categóricos en la realización de este trabajo. Por último, agradecer a profesores, administrativos y compañeros, que de forma próxima y amena, me otorgaron momentos, e instancias, de mucha alegría y comunicación.

De manera especial quiero agradecer a mi profesor guía, *Don Rodrigo Abarca del Río*, por otorgarme todo su apoyo y motivación en la consolidación de este trabajo. Agradecer su consejo, paciencia y exigencia, que han sido claves para los cimientos de esta investigación. Mi aprecio hacia él, queda expresamente resuelto, en el apoyo que brinda a sus estudiantes, preparándolos de forma profesional y humana, para las vicisitudes de la vida. Lo recordaré con mucho respeto y estima en los momentos venideros.

Agradecer a mis padres, *Juan Carlos Gutiérrez y María Angélica Cifuentes*, por su amor y apoyo incondicional. Momentos en que desistía, en que me sentía superado por los devenires, ustedes no depusieron su calidad de padres a mi lado. Siempre respetuosos y optimistas, entregados a sus labores de oficio, gracias por haber estado conmigo, animándome y asistiéndome. Este trabajo se los dedico a ellos con mucho amor y cariño. A mi hermana *María Angélica Gutiérrez*, quien desde la distancia, me retribuyó su cariño, preocupación y apoyo. A ella también, le dedico, con mucho amor, esta memoria.

A mis amigos, *Francisco Alvial y Alexandra Suárez*, quienes también participaron de éste largo camino, junto con su enorme alegría y ocurrencia, supieron darme la motivación necesaria para seguir afrontando cada instante de esta senda. A ellos, con cariño, les dedico también este trabajo. A *Jorge Balvoa*, amigo cinéfilo y documentalista, también quiero dedicarle éstas líneas. Agradecerle su amistad y cordialidad dentro de ésta etapa universitaria. A los amigos pertenecientes a *Ciencias Físicas y Astronómicas*, carrera del cual soy originario, también ellos fueron una parte invaluable de este proceso, en especial, esas muchas horas de risas, banquetes y estudio. A *Anne Glatt*, persona valerosa e importante en mi vida. En momentos de gran complejidad y decisiones, supo obsequiarme su consejo y afecto, los cuales conservo con mucha dicha y emoción.

A todos ustedes, mi más sincero y fraterno reconocimiento.

Resumen

La *Patagonia occidental chilena*, alberga una de las reservas hidrológicas más importantes en el planeta, junto con poseer una llana extensión de los más diversos glaciares: *Campo de Hielo Norte*. Con un área aproximada de 4200 [km²], éste imponente macizo resulta de mucho interés en el ámbito investigativo debido a diversos factores: la gran unidad de agua congelada expuesta a la vicisitud de un planeta en pleno calentamiento; la limitada disposición de información meteorológica, y a su vez, glaciológica, que reviste éste remoto campo de hielo; su activa acción glacial, permitiendo la alimentación de afluentes de gran importancia en la zona, y consecuentemente, la generación de una biodiversidad ecosistémica de carácter acuático como terrestre, entre otros aspectos. Por otra parte, la cuenca del río Baker, con una superficie de 26726 [km²], comprende una larga y heterogénea cantidad de paisajes expresamente relacionados con los múltiples cuerpos de agua que lo integran, resultando en uno de los sistemas naturales más distinguidos de Chile (Muñoz et al., 2006). La cuenca también integra un conjunto de extensos lagos y lagunas (lagos General Carrera/Buenos Aires, Bertrand y Cochrane; lagunas como San Rafael y Vargas, entre otras), así como en su sección *poniente*, una escarpada geografía, provista de ventisqueros, marcando la presencia del mismo Campo de Hielo Norte en la cuenca.

El modelo Weather Research and Forecasting (WRF) fue ejecutado para el período 2002-2009, sobre la zona de Campo de Hielo Norte, así como en la cuenca del río Baker, mediante la implementación de 3 dominios anidados (31,5 13,5 y 4,5 [km]). El modelo fue inicializado mediante las condiciones de borde NCEP-FNL (1° × 1° de resolución espacial). Los resultados de temperatura superficial, fueron validados y contrastados con datos de observación in-situ, evaluando la calidad y confianza de los mismos.

La integración de un *modelo regresivo lineal* sobre las temperaturas de salida del modelo WRF, y que mediante diversas pruebas de corrección e interpolación, logra la visualización de resultados óptimos y la consecución de mapas de interpolación *estacional* de temperaturas en la zona de estudio. Además, la disminución de la temperatura con la altura es un fenómeno abordable dentro del estudio de regresión, cuyos valores de *lapse rate* o *tasa de caída* dentro del *ciclo anual* oscilan entre -0.0060 y -0.0057 [$\frac{^{\circ}C}{m}$], reflejado en valores obtenidos para el total de casos. Posteriormente, una interpolación a 800 [m], permite la comparación de temperaturas con la base de datos **WorldClim**, permitiendo una mejor valoración en el uso de modelos regresivos, a distintas resoluciones espaciales.

Índice general

Agradecimientos	IV
Resumen	V
Introducción	1
Realidad hidroclimática de la Patagonia y la cuenca del Río Baker	1
Antecedentes y estudios de investigación	4
1 Descripción y resultados previos de la zona	7
1.1 Antecedentes históricos	7
1.2 Territorio regional y estructura física	9
1.3 Clima referente a la Región de Aysén	11
1.3.1 Clima templado frío de costa occidental con máxima invernal de lluvias	12
1.3.2 Clima continental trasandino con regeneración esteparia	12
1.3.3 Clima de hielo por efecto de altura	13
1.3.4 Clima de estepa fría	13
1.3.5 Zona de microclima	13
1.4 Geología y geomorfología de la cuenca del Río Baker	15
1.5 Localización de estaciones meteorológicas in-situ	16
1.6 Reporte climatológico en la zona de estudio	18
1.7 Meteorología y gradientes pluviométricos	19
2 Hipótesis	20
2.0.1 Objetivos	20
General	20
Específicos	20
3 Marco teórico	22
3.0.2 Temperatura	22
3.0.3 <i>Lapse rate</i> o gradiente adiabático de la temperatura	24
3.0.4 Coordenadas geográficas	27
Latitud	27
Longitud	28
3.0.5 Variables topográficas	29
Altitud o altura	29

Pendiente y aspecto	30
3.0.6 Modelo de elevación digital GTOPO30	33
3.0.7 Modelo de regresión lineal multivariable	34
3.0.8 Variables para un modelo de regresión lineal	35
3.0.9 Estadística de validación	36
4 Modelo numérico de predicción meteorológica	38
4.0.10 Modelo WRF-ARW	39
4.0.11 Representación del modelo WRF-ARW	40
Coordenada vertical sigma	40
Grilla de Arakawa y discretización del tiempo	41
4.0.12 Física del modelo WRF	41
4.0.13 Desarrollo de simulación	43
WPS (WRF Preprocessing System)	43
ARW (Advanced Research WRF)	44
5 Metodología	45
5.1 Simulación WRF	45
5.1.1 Pre-procesamiento	45
5.1.2 Post-procesamiento	48
5.2 Estimación de la temperatura mediante RLM	48
5.2.1 Datos	48
5.2.2 Validación y corrección de temperaturas WRF	49
5.2.3 Regresión lineal multivariable para la temperatura	51
Regresión lineal multivariable (RLM); caso lap, llap y lla	52
5.2.4 Procedimiento de RLM	52
5.2.5 Proyección y validación a 800 metros de resolución horizontal	54
6 Resultados	55
6.1 Validación de temperaturas WRF	55
6.2 Regresión lineal multivariable e interpolación	57
6.2.1 RLM; caso lap	57
Caso lap, R1	58
Caso lap, R1 y Δ	58
Caso lap, R2	58
Caso lap, R2 y Δ	58
6.2.2 Comparación y validación correspondiente al caso lap	60
6.2.3 RLM; casos llap y lla	66
Caso llap, R1 y Δ	66
Caso lla, R1 y Δ	67
6.2.4 Comparación y validación correspondiente al caso llap y lla	68
6.2.5 Mapas climatológicos estacionales para lap, llap y lla; ajuste R1 y Δ	71
6.2.6 Trazado latitudinal del ciclo anual de temperaturas	75

6.2.7	Caso Ila, locaciones fuera del dominio de estudio	76
6.2.8	Comparación de estación en altura	79
6.2.9	Comparación y validación a 800 [m]	80
7	Discusión	82
7.0.10	Modelación WRF de la temperatura	82
7.0.11	RLM y reconstrucción de la temperatura	83
8	Conclusión	87
Anexo A		89
Anexo B		95
8.0.12	Proceso adiabático	95
8.0.13	Humedad	95
8.0.14	Temperatura de punto del rocío	95
8.0.15	Cambios adiabáticos de temperatura	96
8.0.16	Nivel de condensación por ascenso (NCA)	96
8.0.17	Estabilidad atmosférica	96
	Estabilidad absoluta	97
	Inestabilidad absoluta	98
	Inestabilidad condicional	98

Índice de figuras

1	<i>Patagonia occidental</i> , emplazada en Chile.	3
1.1	Región de Aysén del General Carlos Ibáñez del Campo, y sus respectivas provincias. Además, está la presencia de ambos Campos de Hielo (Norte y parte del Sur) y la limitación (en amarillo) de la cuenca del río Baker.	9
1.2	Centros urbanos de mayor importancia en la cuenca del río Baker. Es posible notar que la parte oriental de Campo de Hielo Norte es incluida en la cuenca. Además, es visible la presencia del lago General Carrera y el cauce del río Baker.	10
1.3	Representación de las 4 zonas climáticas y una zona de microclima referidas a la Región de Aysén.	11
1.4	Exposición de las climatologías de las temperaturas para el intervalo de años 2014-2015. Para (a): Caleta Tortel, cuyo clima representativo es el <i>templado frío de costa occidental con máxima invernal de lluvias</i> . Para (b): Aeródromo Teniente Vidal, Coyhaique. Su clima representativo es el <i>continental trasandino con regeneración esteparia</i> . Para (c): Campo de Hielo Norte en Glaciar San Rafael. Su clima característico es de <i>hielo por efecto de altura</i> . Para (d): Aeródromo Balamaceda. Su clima característico es el de <i>estepa fría</i> . Y por último (e): Aeródromo Chile Chico, incluido dentro de la <i>zona de microclima</i>	14
1.5	Exposición de las climatologías de las precipitaciones para el intervalo de años 2014-2015. Para (a) Caleta Tortel, (b) Aeródromo Teniente Vidal, Coyhaique. (c) Aeródromo Balamaceda y (d) Aeródromo Chile Chico. Cada estación está representada de igual manera por las zonas climáticas en torno a las climatologías de la temperatura. Se excluye la estación Campo de Hielo Norte en Glaciar san Rafael, debido a que no cuenta con registros de precipitaciones.	15
1.6	Configuración geológica efectuada por el <i>Sernageomin</i> (2002). Exhibición de los distintos dominios de la cuenca del río Baker.	16
1.7	Exposición de las estaciones meteorológicas, descritas en la sección (1.5), relativas al intervalo de años 2002-200910 y representativas al período de estudio. Las estaciones correspondientes a un <i>triángulo anaranjado</i> representan estaciones con información de <i>precipitación y temperatura</i>	17
1.8	Climatologías de la temperatura respectivas a cada estación para el período estudio 2002-2009.	18
1.9	Climatologías de la precipitación respectivas a cada estación para el período estudio 2002-2009.	18

1.10	Climatologías de las precipitaciones observadas correspondientes a una selección de estaciones pertenecientes a la cuenca del río Baker comprendidas para el período 1977-1991 (imagen izquierda). El gradiente de precipitación (imagen derecha) es notorio en la cuenca, y es descrito en su dirección <i>oeste-este</i> para la misma selección de estaciones de la imagen adyacente.	19
3.1	Representación de los cambios observados y proyectados en la temperatura media anual en superficie. En (a) se vislumbra el cambio de la temperatura observada a la fecha. En (b) se realiza el trazado tanto histórico como futuro bajo la presentación de escenarios de emisión (RCP) 2,6 y 8,5. Y en (c), se describe el calentamiento proyectado con emisiones altas de continuo ((RCP) 8,5) y con una mitigación ambiciosa ((RCP) 2,6).	23
3.2	Rol del enfriamiento adiabático en la formación de nubes.	26
3.3	Visualización tanto de la <i>latitud</i> como de la <i>longitud</i> en el globo de la Tierra.	28
3.4	En (a), es notoria la variación de la presión con la altura. En (b), también es posible visualizar con varía la temperatura con la altura y como se subdivide la atmósfera en 4 capas. Gran parte de los fenómenos meteorológicos que afectan la superficie cercana, suceden en la <i>Troposfera</i>	30
3.5	Componentes de la radiación solar e infrarroja incidente en <i>pendientes</i>	32
3.6	Representación mediante SIG (Sistema de Información Geográfica) tanto de la <i>pendiente</i> como del <i>aspecto</i> en la región de Marmara, Turquía.	32
3.7	La representación de descarga de la información, asociada a zonas de estudio en particular, está señalada en la figura.	33
4.1	Ejemplo de un escalonamiento (<i>Downscaling</i>) dinámico.	39
4.2	Esquema del terreno que sigue la coordenada vertical σ , y sus respectivos niveles.	41
4.3	Grilla Arakawa-C en su descripción horizontal (izquierda) y vertical (derecha). (u,v) corresponde a la componente de la velocidad horizontal y w a la componente de la velocidad vertical.	42
4.4	Interacción y parametrización un modelo físico dado por WRF.	43
5.1	Visualización de los dominios generados por WRF. En (a) podemos ver los dominios D1, D2 y D3. Además es distinguible el escalonamiento respectivo. En (b) se muestra el dominio de estudio, D3, resuelto para el trabajo posterior.	46
5.2	Dimensiones definidas para el dominio 3, D3, y las 8 respectivas estaciones inscritas en la grilla WRF, y comparables a estaciones observacionales locales. Dentro de las dimensiones, y de acuerdo al DEM, es posible la visualización tanto de Campo de Hielo Norte como de la cuenca del río Baker.	49
5.3	Representación de los 5929 puntos (en rojo), o estaciones (ficticias), con temperaturas climatológicas resueltas por la modelación en WRF, y que a su vez, servirán para el posterior trabajo de RLM para los respectivos casos mencionados lap, llap y lla).	53
6.1	Comparación entre climatologías de temperaturas in-situ respecto a climatologías de temperaturas WRF.	56

6.2	Representación del caso lap para los coeficientes de ajuste $\alpha_1(t)$, $\alpha_2(t)$ y $\alpha_3(t)$ para la climatología de la temperatura considerando 4 <i>ajustes de corrección</i> (R1, R1 y Δ , R2 y R2 y Δ).	59
6.3	Comparación entre climatologías de temperaturas in-situ (rojo), <i>interpoladas</i> (verde) y WRF (azul), <i>corregidas</i> por R1, para lap. La relación entre las temperaturas in-situ e interpoladas es relativamente variable. Estaciones como Balmaceda Ad. y Coyhaique Alto presentan una variabilidad anual próxima a su información in-situ (tabla (8.7)). La estación que presenta la mayor variabilidad anual corresponde a Villa Ortega. En el caso de la relación entre las temperaturas WRF e in-situ, las estaciones que albergan gráficamente una variabilidad anual muy próxima son Coyhaique Alto, Chile Chico Ad. y Balmaceda Ad.. La estación que persiste en una variabilidad más lejana, en este caso, también es Villa Ortega (8.10).	62
6.4	Comparación entre climatologías de temperaturas in-situ (rojo), <i>interpoladas</i> (verde) y WRF (azul) <i>corregidas</i> por R1 y Δ , para lap. La relación entre las temperaturas in-situ e interpoladas también resulta variable. Estaciones como Estancia Baño Nuevo y Coyhaique Alto (aunque exista diferencias en la época de invierno) presentan una variabilidad anual próxima a su información in-situ (tabla (8.7)). La estación que presenta la mayor variabilidad anual sigue siendo Villa Ortega. En el caso de la relación entre las temperaturas WRF e in-situ, las estaciones que albergan gráficamente una variabilidad anual muy próxima son Coyhaique Alto, Estancia Baño Nuevo y Teniente Vidal Ad. y Bahía Murta. La estación que persiste en una variabilidad más lejana, en este caso, sigue siendo Villa Ortega (8.10).	63
6.5	Comparación entre climatologías de temperaturas in-situ (rojo), <i>interpoladas</i> (verde) y WRF (azul) <i>corregidas</i> por R2, para lap. La relación entre las temperaturas in-situ e interpoladas también resulta de una mayor variabilidad que los casos anteriores. La aproximación entre los <i>ciclos anuales</i> es muy distante. La estación Balmaceda Ad. presenta un <i>ciclo anual</i> próximo. En el caso de la relación entre las temperaturas WRF e in-situ, la estación que alberga gráficamente una variabilidad anual muy próxima son Chile Chico Ad. y Balmaceda Ad.. Villa Ortega sigue siendo la estación con mayor variabilidad (8.10).	64
6.6	Comparación entre climatologías de temperaturas in-situ (rojo), <i>interpoladas</i> (verde) y WRF (azul) <i>corregidas</i> por R2 y Δ , para lap. La relación entre las temperaturas in-situ e interpoladas siguen presentando resultados variables. La aproximación entre los <i>ciclos anuales</i> se hace próxima en las estaciones Chile Chico Ad. y Teniente Vidal Ad.. En el caso de la relación entre las temperaturas WRF e in-situ, las estaciones que albergan gráficamente un <i>ciclo anual</i> próximo, en especial en invierno, son Coyhaique Alto, Estancia Baño Nuevo, Chile Chico Ad., Teniente Vidal Ad. y Balmaceda Ad.. Villa Ortega sigue teniendo la mayor variabilidad (8.10).	65
6.7	Representación de los <i>coeficientes</i> generados a partir de la RLM correspondiente al caso llap (R1 y Δ): $\beta_1(t)$ representa la <i>latitud</i> , $\beta_2(t)$ representa la <i>longitud</i> , $\beta_3(t)$ representa la <i>altitud</i> o elevación y $\beta_4(t)$ representa la <i>pendiente</i> .	66

6.8	Representación de los <i>coeficientes</i> generados a partir de la RLM correspondiente al caso lla (R1 y Δ): $\gamma_1(t)$ representa la <i>latitud</i> , $\gamma_2(t)$ representa la <i>longitud</i> , $\gamma_3(t)$ representa la <i>altitud</i> o elevación.	67
6.9	Comparación entre climatologías de temperaturas in-situ (rojo), <i>interpoladas</i> (verde) y WRF <i>corregidas</i> (azul) por R1, para llap. La relación entre las temperaturas in-situ e interpoladas siguen presentando resultados variables, similares a los casos anteriores. La aproximación entre los <i>ciclos anuales</i> se hace próxima en las estaciones Coyhaique Alto, Chile Chico Ad., Teniente Vidal Ad. y Bahía Murta.	69
6.10	Comparación entre climatologías de temperaturas in-situ (rojo), <i>interpoladas</i> (verde) y WRF <i>corregidas</i> (azul) por R1, para lla. La relación entre las temperaturas in-situ e interpoladas siguen presentando resultados variables, similares a los casos anteriores. La aproximación entre los <i>ciclos anuales</i> se hace próxima en las estaciones Coyhaique Alto, Chile Chico Ad., Teniente Vidal Ad. y Bahía Murta, de igual forma que en el caso llap.	70
6.11	Mapas climatológicos interpolados cuya representación considera la temperatura media estacional de verano en los casos lap, llap y lla, para un ajuste R1 y Δ	73
6.12	Mapas climatológicos interpolados cuya representación considera la temperatura media estacional de otoño en los casos lap, llap y lla, para un ajuste R1 y Δ	73
6.13	Mapas climatológicos interpolados cuya representación considera la temperatura media estacional de invierno en los casos lap, llap y lla, para un ajuste R1 y Δ	74
6.14	Mapas climatológicos interpolados cuya representación considera la temperatura media estacional de primavera en los casos lap, llap y lla, para un ajuste R1 y Δ	74
6.15	Trazado latitudinal para los casos lap, llap y lla, con <i>ajuste de corrección</i> , R1 y Δ , para puntos variables en torno a la longitud.	75
6.17	Climatologías de las temperaturas para estaciones ubicadas fuera del dominio de estudio, y como parte de prueba del caso lla.	78
6.18	Comparación de las climatologías de la temperatura para la estación Campo de Hielo Norte en Glaciar San Rafael correspondiente a los casos lap, llap y lla, cuyo ajuste es dado por R1 y Δ	79
6.19	Comparación entre climatologías de temperaturas in-situ (rojo), WorldClim (800 (m)) (verde), <i>interpoladas</i> a 800 (m) para lap (azul), <i>interpoladas</i> a 800 (m) para llap (celeste) e <i>interpoladas</i> a 800 (m) para lla (negro).	81
8.1	Valores de relación de mezcla de saturación.	96
8.2	Estabilidad absoluta.	97
8.3	Inestabilidad absoluta.	98
8.4	Inestabilidad condicional.	99

Índice de cuadros

5.1	Características generales de la configuración de la simulación de WRF.	47
5.2	Parametrizaciones requeridas.	48
5.3	Tabla que exhibe las estaciones comparativas otorgadas tanto por el modelo WRF, como las de carácter obseracional. Además, se logró apreciar la ubicación y altura de las estaciones para el trabajo comparativo.	49
5.4	Casos distintivos, para el estudio de RLM, y descripción de los distintos escenarios de ajuste.	53
6.1	Validación de las temperaturas WRF.	55
6.2	Exposición de las distintas medias para los <i>ciclos anuales</i> de los casos de ajustes en lap.	59
6.3	Tasas de caída de la temperatura media anual obtenidos por (Rolland, 2003) en las respectivas zonas de estudio.	60
8.1	Variabilidad de la <i>correlación cuadrada</i> , (R^2), de forma mensual. En fin, su importancia radica en que expresa la varianza explicada por el modelo regresivo (%). En este caso el modelo fue probado mediante el caso lap, en sus 4 <i>ajustes de corrección</i>	89
8.2	Variabilidad de la <i>correlación cuadrada</i> , (R^2), de forma mensual. En este caso el modelo fue probado mediante el caso llap, en su ajuste R1 y Δ	89
8.3	Variabilidad de la <i>correlación cuadrada</i> , (R^2), de forma mensual. En este caso el modelo fue probado mediante el caso lla, en su ajuste R1 y Δ	89
8.4	Test de ANOVA para el caso lap y sus 4 <i>ajustes de corrección</i>	89
8.5	Test de ANOVA para los casos llap y lla, y su <i>ajuste de corrección</i> R1 y Δ	89
8.6	Total de estaciones meteorológicas para el estudio.	90
8.7	Validación de las climatologías <i>interpoladas</i> (caso lap, y <i>ajuste de corrección</i> (R1, R1 y Δ , R2 y, R2 y Δ), respecto a las climatologías in-situ.	91
8.8	Validación de las climatologías <i>WRF</i> , caso lap, y con <i>ajuste de corrección</i> (R1, R1 y Δ , R2 y, R2 y Δ), respecto a las climatologías in-situ.	92
8.9	Validación de las climatologías <i>interpoladas</i> , casos llap y lla, y con <i>ajuste de corrección</i> (R1 y Δ), respecto a las climatologías in-situ.	93
8.10	Validación de las climatologías <i>interpoladas</i> a 800 (m) casos lap, llap y lla y con <i>ajuste de corrección</i> (R1 y Δ), respecto a las climatologías in-situ.	94

Introducción

Realidad hidroclimática de la Patagonia y la cuenca del Río Baker

La **Patagonia**, es una región vasta y heterogénea en el sur de Sudamérica. Su área se extiende desde los 35°S hasta el extremo meridional del continente, 55°S (Fernandez, 2012), incluyendo las ligeras planicies y mesetas de Tierra del Fuego y la fracción más austral y distante de la Cordillera de los Andes, o *Andes Fueguinos*.

De acuerdo a (Schneider and Gies, 2004), (Lara et al., 2005) y (Rasmussen et al., 2007), “*la variabilidad climática en la Patagonia es importante por sí misma como un impulsor clave de los cambios locales en la criósfera y la biósfera*”. Además, tal como deja expuesto (Villalba et al., 2009), la *Patagonia* alberga una rica variedad de *paleorecords* ambientales, que incluyen núcleos de hielo, glaciares, sedimentos lacustres y anillos de árboles, ofreciendo así la posibilidad de explorar el clima del pasado a escalas de tiempo (desde el *Holoceno tardío hasta el Último Máximo Glacial*) [(Lamy et al., 2010) y (Blisniuk et al., 2005)]. También, hay evidencia creciente de tendencias contemporáneas, espacialmente inhomogéneas en las precipitaciones [(Quintana and Aceituno, 2011) y (Aravena and Luckman, 2009)]; y calentamiento sutil pero generalizado [(Rosenblüth et al., 1997) y (Rasmussen et al., 2007)] que afectan a la criósfera regional.

Desde una mirada climatológica e histórica, la *Patagonia* ha resultado ser una *región atípica*, presentando muchas dificultades dentro de las clasificaciones globales (Coronato and Bisigato, 1998). Determinados autores afirman que “*el clima es definitivamente marítimo*” (Walter, H. and Box, E., 1983), mientras que otros sostienen, “*tiene rasgos continentales distintos*” (Mensching and Akhtar, 1995). (Miller, 1946), afirmó por primera vez, que “*las características territoriales se atenúan fuertemente debido a la estrechez del continente y la fuerza de los vientos*”. Por otro lado, y dentro de la misma línea trascendental, (Prohaska, 1976) afirma, “*se puede detectar también una influencia continental sobre la temperatura en las mesetas de la Patagonia*”. Estas declaraciones, revelan una paradójica condición de alta continentalidad en una zona con fuerte infujo oceánico. Con el transcurso del tiempo, la descripción de la región ha ido encontrado un verdadero apoyo y soporte en la evolución de los modelos climáticos actuales, capaces de simular y pronosticar, dentro de largos plazos, la relación de las distintas condiciones del clima (atmósfera terrestre, océanos, hielos y glaciares, entre otros). Para (Garreaud et al., 2013), la única posibilidad de descubrir el clima actual de la *Patagonia* es mediante resultados obtenidos a partir de modelos climáticos regionales de alta resolución.

La *Patagonia occidental*, de acuerdo a la figura (1), es relativamente estrecha, (entre 50 a 100 [km] aproximadamente), y su intrincada geografía se compone de una infinidad y diversidad de paisajes: montañas, fiordos, canales y enmarañadas selvas. La cordillera de los Andes interviene como una senda barrera topográfica, separando regiones al *oeste*, con un clima templado y muy húmedo, de regiones al *este*, cuyo clima presenta menor cantidad de precipitación, fuertes vientos e inviernos más fríos. Las temperaturas presentan un evidente ciclo estacional y las zonas, por sobre los 1000 [m], exhiben variados niveles de congelación (Garreaud et al., 2013). De acuerdo a (Miller, 1976), la precipitación anual promedio, correspondiente a la franja occidental, es entre 5000-10000 [mm]. Tales altas acumulaciones ocurren al contar con un área para la presencia de lluvias orográficas (altas y numerosas montañas y relieves) a escala sinóptica (Roe, 2005), permitiendo la proliferación de vastos bosques templados, prominentes ríos y numerosos glaciares. Asimismo, la precipitación media disminuye a menos que 300 [$\frac{mm}{año}$] sólo a unas pocas *decenas* de kilómetros, cuyo paisaje deja entrever un área provista de mesetas áridas y con escasa vegetación. La ausencia de lluvias es apreciable, cuyos valores se extienden, de forma muy próxima, entre los 500-700 [$\frac{mm}{año}$], en su camino hacia la costa atlántica. Por otra parte, la *Patagonia oriental* presenta un clima continental en que la amplitud de temperaturas entre invierno y verano es sobre los 10 [°C], además de contar con condiciones extremadamente ventosas y altas tasas evaporativas en la superficie (Garreaud et al., 2013).

Igualmente, la *Patagonia* ha sido reconocida como una región particularmente vulnerable al cambio climático (Kaltenborn et al., 2010). Diversas pruebas concluyen que los Campos de Hielo de la *Patagonia* están experimentando un retroceso acelerado y padecen las más altas tasas de pérdidas de *balance de masa* de todas las grandes áreas de hielo en la Tierra en términos relativos [(Dyurgerov and Meier, 2005), (Aniya, 2007) y (Rignot et al., 2008)], y se espera que con el trascurso del tiempo esto siga en aumento [(Rignot et al., 2003), (Willis et al., 2012a) y (Willis et al., 2012b)]. La pérdida de masa está generando una gran contribución al aumento del nivel del mar por unidad de área en el mundo [(Rignot et al., 2003), (Chen and Held, 2007), (Rivera et al., 2007), (Glasser et al., 2011), (Ivins et al., 2011) (Willis et al., 2012a) y (Willis et al., 2012b)], evidenciando un rápido retroceso y adelgazamiento de los glaciares que resulta desproporcionalmente alto en comparación con otras regiones, como Alaska (Rignot et al., 2003). Otros trabajos, como el de (Aniya, 2007) reportaron contribuciones al nivel del mar, tanto de Campo de Hielo Norte y Campo de Hielo Sur, entre los años 1945 y 1996, de $0,001 \pm 0,0043$ [$\frac{mm}{año}$], basadas en mediciones directas de la elevación del hielo y cambios en torno al área, principalmente en zonas de ablación. (Rignot et al., 2003) encontró una contribución, realizada por Campo de Hielo Norte de $0,008 \pm 0,001$ [$\frac{mm}{año}$] al nivel del mar dentro del período 1975-2000. No obstante, trabajos recientes, como el de (Schaefer et al., 2015), mostraron que el balance de masa superficial de Campo de Hielo Sur resultó positivo, destacando un incremento y acumulación de hielo de $67,7$ [$\frac{km^3}{año}$] en promedio, para el período entre 1975-2011. Para su homólogo, en el norte, (Schaefer et al., 2013), también reportó acumulaciones de hielo por un valor de $15,9$ [$\frac{km^3}{año}$] entre 1975-2011.

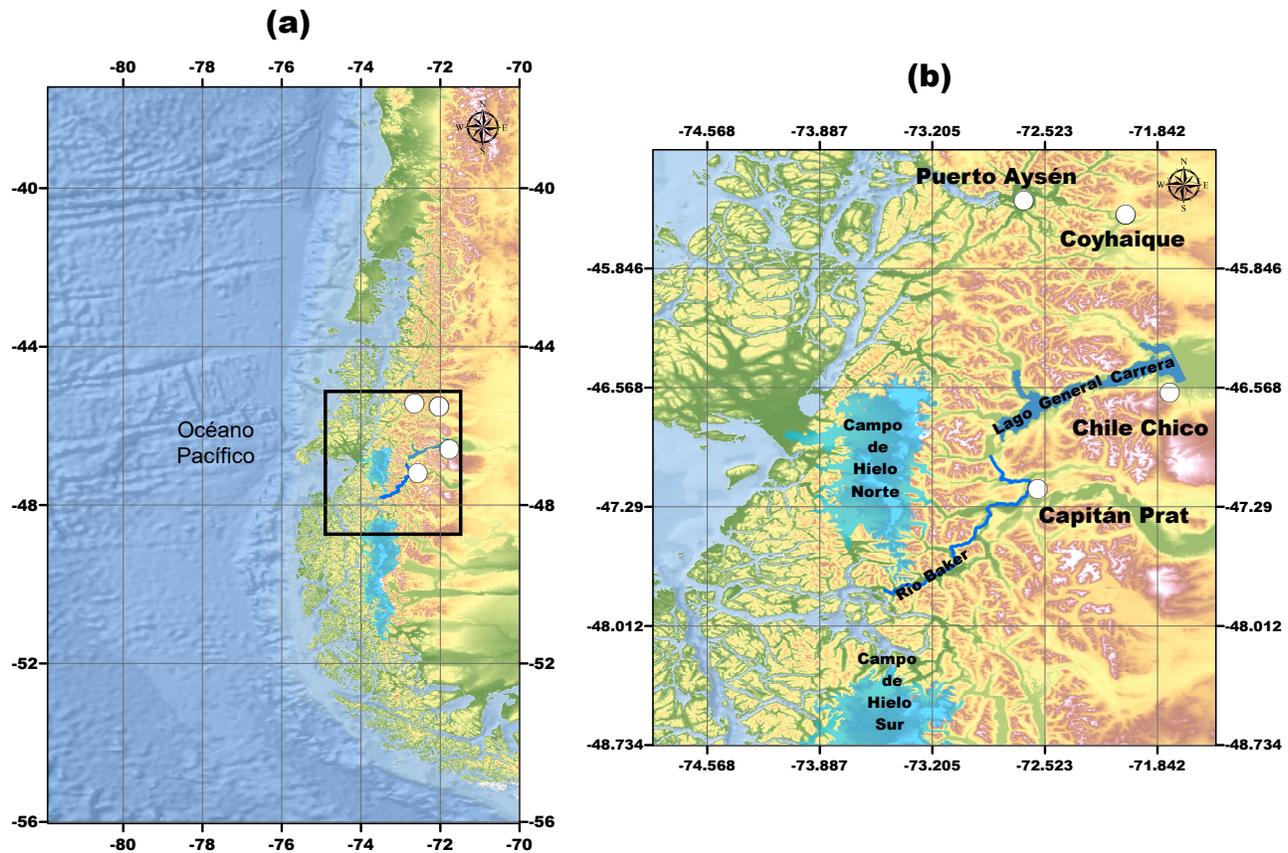


Figura 1: En (a) es posible apreciar parte de la *Patagonia occidental*, emplazada en el lado chileno y localizada entre las latitudes 40°S y 55°S. Para (b), se tiene una aproximación a la Región de Aysén. En ella se incluyen: la cuenca del río Baker y el lago binacional General Carrera (Buenos Aires); centros urbanos de importancia en la región, y su capital, Coyhaique; y por último, la presencia de Campo de Hielo Norte y la sección norte de Campo de Hielo Sur. **Fuente:** Francisco Alvial Vásquez.

La presencia e importancia de Campo de Hielo Norte en la zona es insospechada. Íntegramente incluido en la Región de Aysén, este macizo gélido cumple una activa acción glacial en su entorno, ya sea alimentando afluentes hacia cursos mayores de agua, como el río Baker, y desvelando, a través de paisajes y visiones, los portentosos y roídos ventisqueros que coronan estos relieves. Además, en su flanco oriental, las pendientes escarpadas lindan con una *estructura geográfica* heterogénea y singular dentro del revestimiento terrestre de la zona. Superficie natural, dotada de una identidad pasmosa y remota, la *cuenca del río Baker*, es portadora de una alta calidad y valor ambiental, contando con amplias zonas de eminente naturalidad, siendo desconocidas y exiguas de exploración (Muñoz et al., 2006). Con una superficie cercana a los 27000 [km²], resulta ser la cuenca más grande del sur de Chile (46°-48°S, 71°-73°O). Su extensión hacia el oriente, alcanza las mismas llanuras esteparias.

El río Baker, cuenta con el mayor caudal promedio de todos los ríos chilenos (aproximadamente 1100 [$\frac{m^3}{s}$]), su *génesis* proviene del lago binacional General Carrera (Buenos Aires), que a su vez drena sus aguas en el Lago Bertrand, para finalmente adentrarse en la hoya misma del río. Los principales afluentes del río Baker, en su lado occidental, son los ríos: Nef, Colonia y Ventisqueros. De acuerdo a (Dussillant et al.,

2012), la tendencia general de estos últimos tributarios, y que a su vez pertenecen a un cúmulo de cuencas menores (o subcuencas), es que están completamente influenciados por condiciones húmedas, favorecidas por la proximidad al océano, y por el sustancial influjo del derretimiento de los glaciares de Campo de Hielo Norte. En tanto, los tributarios o ríos que descargan del lado *este* del Baker son: Del Salto, Ñadis y Chacabuco.

La población que habita en la cuenca es exigüa, siendo vulnerable a las inclemencias de un ambiente tan agreste y engorroso. La estructura de poblamiento de la Región de Aysén permite notar con claridad que los asentamientos humanos se concentran en mayor cantidad en la zona céntrica de la región, dominado por Coyhaique (Muñoz et al., 2006). Estas diferencias se reflejan en la inexistencia de un sistema urbano, equilibrado y funcional, problemas de conectividad y aislamiento, en especial, en épocas de invierno. Aún, ante la compleja y remota realidad de los habitantes de la cuenca, sus recursos territoriales no han sido capaces de promover un desarrollo económico y social sustentable en función del turismo, aspecto productivo de mucha relevancia. Asimismo, la región ha tenido que enfrentar una encrucijada enorme respecto a la gestión de sus recursos (particularmente el agua) y vías alternativas de desarrollo futuro. Una de esas vías, fue la propuesta de un plan de generación de energía hidroeléctrica (Dussailant et al., 2009), cuyo objetivo se centraba en la instalación e intervención de la cuenca, mediante 5 centrales hidroeléctricas, por medio de un controversial y discutido proyecto denominado **HydroAysén**. Para junio, del año 2014, a través de un comité de ministros, el proyecto fue tajantemente rechazado, generando una gran satisfacción en las comunidades locales y la ciudadanía¹.

Antecedentes y estudios de investigación

El estudio de los campos de hielo patagónicos, se remonta al orden de los decenios. Para la década del 50, el registro de publicaciones y trabajos acerca de la zona era escaso. Hasta entonces, muchos estudios tenían la particularidad de considerarse como inventarios. Uno de los primeros enfoques acerca de la Patagonia, lo entrega Louis Lliboutry, destacado glaciólogo francés en (Lliboutry, 1956), afirmando en su memorable libro lo siguiente: “*Patagonia Norte. Región de los lagos. Comenzaremos a la latitud 39° S, en donde los principales lagos comienzan con el lago Alumíné*”.

Ya entrada la década de 1980, (DGA, 1987), realiza una destacada labor al evaluar la distribución media anual de las principales variables hidrometeorológicas a nivel nacional. No obstante, la proliferación de trabajos investigativos durante este decenio es de notable consideración. (Garín, 1987), (Valdivia, 1984) y (Peña and Nazarala, 1987) realizan notorios avances en el catastro e inventario de glaciares en la zona centro-sur de Chile.

Respecto al decenio de 1990, el espectro de investigación se desenvuelve a mayor capacidad. La zona austral, junto a sus campos de hielo comienzan a tomar mayor importancia. En aspectos meteorológicos y climatológicos, la generación de simulaciones mediante modelos climáticos globales, comienza a tener un

¹<http://www.lanacion.cl/noticias/economia/energia/dura-derrota-de-hidroaysen-rechazado-por-comite-de-ministros/2014-06-10/111656.html>

auge preponderante a inicios de los 90. (IPCC, 1990) y (IPCC, 1992) sugieren que la temperatura del aire, en la región de Campo de Hielo Sur, se incrementaría entre 2 a 6 [°C] en verano, y en invierno entre 2 a 4 [°C], para 2030-2050. (IPCC, 1995) declara que gran parte de las simulaciones de los modelos, afirmaban un incremento global de las precipitaciones. (Rosenblüth et al., 1997) afirma que el calentamiento lineal cercano a la superficie, durante los últimos 100 años en la vecindad de Campo de Hielo Sur, fue entre 1,3 y 2,0 [°C] basado en un período homogenizado entre 1933-1992. (Escobar et al., 1992) calculó una precipitación media anual de 6,7 [m], y 7,0 [m] sobre Campo de Hielo Sur, junto con pérdidas por evapotranspiración de tan sólo un 4%. Además, durante este decenio, se desarrolla el modelo de reanálisis NCEP/NCAR, el cual permite producir análisis globales de campos atmosféricos en apoyo de las necesidades de las comunidades de investigación en torno al clima (Kalnay et al., 1996).

A partir del año 2000 en adelante, la cantidad de trabajo y conocimiento otorgado por la investigación, generado en la zona relativa a los campos de hielo, se torna cuantioso. La magnitud de estudios se ve reforzada por el desarrollo, implementación y utilización de nuevas herramientas numéricas para la comprensión del comportamiento hidroclimatológico de la zona, sin olvidar las intensas y exhaustivas labores de instrumentalización y medición en terreno. En efecto, ambas actividades se tornan complementarias en la resolución de análisis posteriores. Por ejemplo, estudios relacionados con el *balance de masa y dinámica glaciar* en las mesetas gélidas fue realizado por (Rivera and Casassa, 2004), (Schaefer et al., 2013) y (Schaefer et al., 2015). Además, la DGA y el Ministerio de Obras Públicas (MOP), también se han destacado por el estudio de variados glaciares pertenecientes a Campo de Hielo Norte y Campo de Hielo Sur [(UMAG, 2012), (Cecs, 2012) y (DGA, 2014)].

También existen variados estudios en donde se intenta reconstruir las condiciones atmosféricas de la Patagonia, sin descuidar la importancia de los campos de hielo en la discusión. (Carrasco et al., 2002) afirma de que el retroceso glaciar observado en Campo de Hielo Sur estaría plenamente afectado por una tendencia negativa en la precipitación media observada. Por otra parte, la generación y uso de un modelo de predicción atmosférico llamado PRECIS (Pal et al., 2007), cuyo forzamiento está dado por las condiciones iniciales HadAM3P, permite la entrega de pronósticos bajo distintos escenarios atmosféricos. El modelo PRECIS fue utilizado sobre la Patagonia, con el fin de simular las variables temperatura y precipitación (Falvey, 2012) para los períodos 1960-1990 y 2070-2100. El objetivo de este trabajo era proveer una reconstrucción tanto histórica como futura de las variables mencionadas. (Garreaud et al., 2013) también hace uso del modelo PRECIS para trabajar sobre la Patagonia. El objetivo de su trabajo fue vincular la variabilidad climática local con anomalías de circulación a gran escala. (Villarroel et al., 2013) intentó reconstruir las condiciones atmosféricas sobre Campo de Hielo Norte considerando para la simulación, la temperatura y precipitación. El trabajo desarrollado por (Villarroel et al., 2013) contempla la utilización del modelo numérico atmosférico Weather Research and Forecasting (WRF), cuya resolución espacial es de 5 [km], y las condiciones de borde resueltas para la simulación corresponden a NCEP-NCAR.

Para nuestro trabajo, en primera instancia, también se ha hecho uso del modelo numérico atmosférico WRF, para simular, en el período correspondiente a 2002-2010, la región de Campo de Hielo Norte y la cuenca del río Baker. La resolución espacial considerada es de 4,5 [km] (la mayor resolución dada por el dominio anidado, D3) y cuyas condiciones de borde corresponden a NCEP-FNL. La finalidad de la

modelación es obtener información asociada a temperaturas en la región de estudio. La información de salida de la temperatura, será comparada y validada por medio de 8 estaciones virtuales (inscritas en grilla de WRF) en contraste con 8 estaciones de observación reales. Además, la zona al resultar remota y con escasez de población, carece de una red meteorológica con suficientes registros y estaciones, generando dificultad en una descripción adecuada de las variabilidades climáticas. Por lo tanto, la importancia del trabajo de (Villarroel et al., 2013), servirá como un precedente para nuestra investigación.

Como instancia definitiva, los resultados de temperatura, obtenidos de las salidas de WRF, serán validados y corregidos mediante una serie de coeficientes que permitirían hacer ajustes tanto en la amplitud como en las medias de los valores climatológicos resueltos. A su vez, la mejoría o rectificación de las temperaturas WRF, mediante éstos parámetros (de amplitud y media) permitiría el posterior uso de un modelo de regresión lineal multivariable (**RLM**) que consideraría variables tanto geográficas (*latitud* y *longitud*) así como topográficas (*altura* y *pendiente*). Los resultados de temperatura, generados a partir de la **RLM**, serán representados espacialmente para la concepción de mapas climatológicos estacionales, referentes a la zona de estudio.

Es necesario destacar la importancia de la selección de las variables independientes en el modelo de **RLM**, ya que, por ejemplo, la temperatura es una variable que al ser descrita espacialmente, se ve afectada por cambios en la elevación del terreno (*lapse rate* o *tasa de caída* de la temperatura respecto a la elevación). No obstante, el modelo de **RLM** se destinará, de acuerdo a la selección de variables, a intentar determinar los ciclos anuales de temperatura para regiones de considerable distancia a la zona de estudio (*Aeropuerto el Calafate, Argentina, y Punta Arenas*) con el claro propósito de evaluar su comportamiento predictivo. Como apoyo al trabajo de **RLM**, se considerará el estudio realizado por (Zambrano, 2011) quien previamente se dedicó al establecimiento del balance hídrico del Lago General Carrera, y para efectos de su trabajo, también desarrolló pruebas de **RLM** de temperatura para Campo de Hielo Norte y la cuenca del río Baker. Además, como evidencia de los alcances de la **RLM** en la descripción de la temperatura, se examinaron los trabajos efectuados por (Rolland, 2003) quien se encarga de establecer marcos referentes a la distribución espacial y temporal de la *tasa de caída* de temperatura. Trabajos referentes, como el de (Hijmans et al., 2005) y (Dorji et al., 2016) nos permiten examinar el comportamiento de los modelos de **RLM**, concerniente a aplicaciones a distintas escalas de resolución y a verificar el desempeño de aquellos en otras regiones del mundo, por ejemplo en Bután, en el sur de Asia.

Capítulo 1

Descripción y resultados previos de la zona

1.1. Antecedentes históricos

La *Patagonia chilena* fue un territorio despoblado e inhóspito hasta entrado el siglo *XX*. De esta manera, al término del siglo *XIX*, casi la totalidad del territorio chileno había sido incorporado a la vida nacional, excepto una región de difícil geografía, clima e impenetrable selva. Además, este territorio no representaba un punto estratégico de trascendencia, más bien, había conspirado por mantenerse en el abandono: *la Patagonia occidental*.¹

La partición de la Patagonia en occidental y oriental se subordinaba a las peculiares características topográficas, climatológicas y fitológicas que diferencian longitudinalmente ambas zonas. La parte occidental, hendida por la cordillera de los Andes, desmembrada en múltiples archipiélagos, canales y aberturas marítimas, perpetuamente lluviosa y boscosamente tupida, se la hacía limitar en una presunta cadena montañosa que correría de norte a sur al este de los Andes. Mientras que el lado oriental, de extensas y áridas mesetas, sacudidas por impetuosos vientos y sin otra vegetación que gramíneas y pastos rígidos.

A pesar de la consolidación del dominio español en el archipiélago de Chiloé a principios del siglo *XVII* y las sucesivas expediciones de reconocimiento de la zona del Estrecho de Magallanes, la totalidad de la Patagonia occidental seguía sumida en sus vastas soledades, y siendo explorada de manera muy esporádica por trotamundos en busca de la mitológica *Ciudad de los Césares*², y sacrificados misioneros, resueltos a catequizar en la fe cristiana, a las etnias errantes de los canales australes.

Más tarde vendrían las expediciones científicas, como las encabezadas por *Robert Fitz Roy*, que lograron visitar sus costas, pero fue en 1857 cuando la marina chilena realizó el primer intento de exploración de

¹"La Incorporación de Aisén a la Vida Nacional, 1902-1936". En HISTORIA 11, Instituto de Historia, Universidad Católica de Chile, pp. 259-378, Santiago 1972-1973.

²Historia perteneciente al imaginario popular de los conquistadores españoles. Supuestamente era una ciudad austral y pérdida, provista de invaluable riquezas. Es similar a la historia de "El Dorado".

los canales australes. En 1870, el capitán *Enrique Simpson*, luego de dos intentos fallidos, logra internarse hasta los inicios de las estepas patagónicas. Entre 1892 y 1902, el geógrafo alemán *Hans Steffen* realiza un reconocimiento completo de la región con el fin de realizar, de forma llana, el trazado de la línea fronteriza entre Chile y Argentina³.

Luego de establecido el trazado limítrofe de 1902, se procede, por parte del gobierno chileno, a la entrega de grandes extensiones de tierra en arrendamiento a compañías ganaderas. Entre las grandes concesionarias destacó la *Sociedad Industrial de Aysén*, favoreciendo la conectividad marítima entre Puerto Montt y Puerto Aysén; la *Anglo-Chilean Pastoral Co.*, agente de un amplio tamaño de hectáreas en la zona del río Cisnes; y la *Sociedad Explotadora del Baker*, privilegiada con casi 800000 hectáreas en la zona sur de Aysén. Esta última, debido a los inconvenientes del terreno y lejanía de cualquier centro poblado, dificultando el inicio de sus actividades, termina por quebrar. No obstante, a la llegada de estos grandes establecimientos ganaderos, se precipitó, de manera paulatina, pero constante, el arribo de colonos chilenos desde Argentina. Sobreponiéndose a las duras condiciones de la región y soportando el inmenso aislamiento, también tuvieron que confrontar a las grandes estancias ganaderas, cuyos conflictos alcanzaron un gran impacto en la vida y opinión pública de la nación.

Ya en 1927, entre que los colonos desplegaban una intensa actividad en la región como la institución de ciudades, la organización de rutas y preparación de terrenos para la agricultura y la ganadería, *Carlos Ibañez del Campo* crea el territorio de Aysén, que años posteriores, se convierte en una nueva provincia de Chile.

De acuerdo al *Decreto Ley 575*, emitido el día 13 de julio de 1974, y en el marco del *proceso de regionalización* efectuado el mismo año en el país, la antigua provincia de Aysén es incorporada dentro de la división regional como “*XI región, Capital Coyhaique comprende la actual provincia de Aysén*”. Meses posteriores, la región recibe oficialmente su nombre: *Región de Aysén del General Carlos Ibañez del Campo*⁴. Por razón de que su nombre resulta muy extenso se denotará, para efectos de este trabajo, sólo por Región de Aysén.

³<http://www.memoriachilena.cl/602/w3-article-620.html>

⁴<http://bcn.cl/1vjwk>

1.2. Territorio regional y estructura física

La Región de Aysén, (figura (1.1)), perteneciente a la gran macro zona de la *Patagonia*, se extiende entre los 43°38' y 49°16' de *latitud sur*, y desde los 71°06' de *longitud oeste* hasta el Océano Pacífico, contando con una superficie de 108494,4 [km²],⁵ que representa el 14,2% de Chile Continental e Insular. Esta región es la tercera más extensa en territorio a nivel nacional y corresponde a la menos poblada del país. Según proyecciones del INE⁶, para 2015, la población total es de 108328 habitantes, correspondiente al 0,6% de la población total de Chile. Gran parte de las concentración poblacional se desarrolla en las comunas de Aysén y Coyhaique. La Región de Aysén, se subdivide en 4 provincias: Aysén, Capitán Prat, Coyhaique y General Carrera, y a su vez, las provincias se dividen en 10 comunas administradas por sus respectivos municipios.

Su geografía dista mucho de la estructura característica de las regiones ubicadas más al norte (SER-PLAC, 2005). Además, una triple unión tectónica cruza el continente en la Península de Taitao, alrededor de los 46°S de latitud, y representa un punto que marca una clara división entre la región septentrional de los volcanes y de intensa sismicidad, y una zona sur de relativa quietud sísmica [(Plafker and Savage, 1970) y (Reed et al., 1988)].

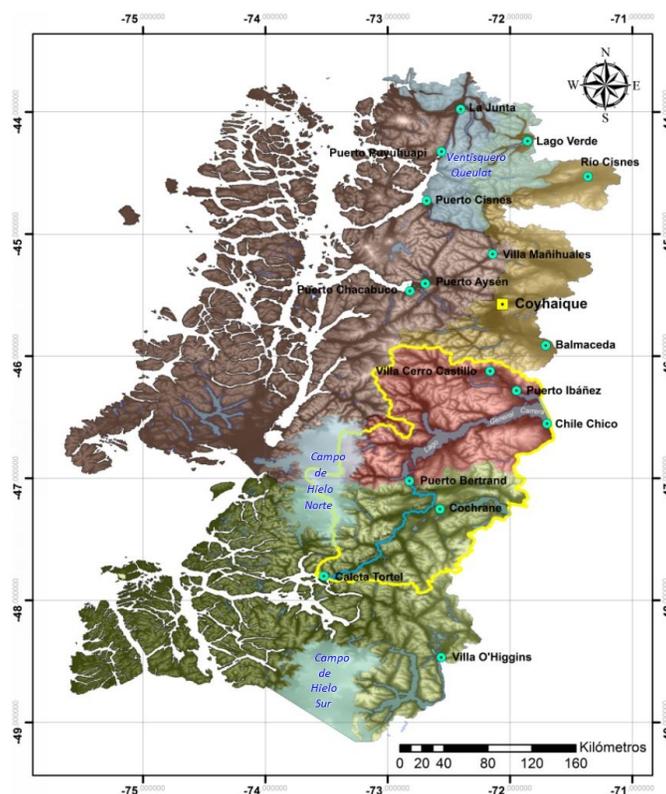


Figura 1.1: Región de Aysén del General Carlos Ibáñez del Campo, y sus respectivas provincias. Además está la presencia de ambos Campos de Hielo (Norte y parte del Sur) y la limitación (en amarillo) de la cuenca del río Baker. **Fuente:** Elaboración propia.

⁵Política Cultural Regional, 2012, p.25

⁶Instituto Nacional de Estadísticas

Las macroformas relativas a la Región de Aysén están descritas de la siguiente manera. La *Cordillera de la Costa* se encuentra sumergida casi en su totalidad, a excepción de los archipiélagos Las Guaitecas y Los Chonos, para finalmente expirar en la Península de Taitao. La *depresión intermedia* está representada por el Canal de Moraleda, principal ruta de navegación, y e islas como Traiguén y Nalcayec. Y finalmente, la *Cordillera de los Andes*, que atraviesa longitudinalmente la región. Muchos poblados o localidades se encuentran tanto sobre el macizo como en su vertiente oriental.

La conformación de la *estructura hidrográfica* de la región resulta ser muy extensa y muy variada, ya que responde a condiciones geomorfológicas y climáticas existentes. Así, el *sistema hidrográfico* continental de la región integra seis hoyas principales: *Palena, Cisnes, Aysén, Baker, Bravo y Pascua*. Las cuencas Palena, Aysén, Baker y Pascua comparten territorio con la nación argentina.

La hoya del río Baker se encuentra inserta en su mayoría en las provincias del General Carrera y Capitán Prat (54,42 % y 44,25 %), y en menor proporción en las provincias de Coyhaique y Aysén (0,08 % y 1,26 %), de la Región de Aysén. El área de la cuenca es de aproximadamente 26726 [km²]. Los centro urbanos más importantes contenidos en la cuenca son: Puerto Ingeniero Ibáñez, Chile Chico, Cochrane y Tortel (figura (1.2)). La densidad poblacional que representa a la cuenca es de tan sólo 1 [$\frac{hab}{km^2}$] (Salas, 2004).

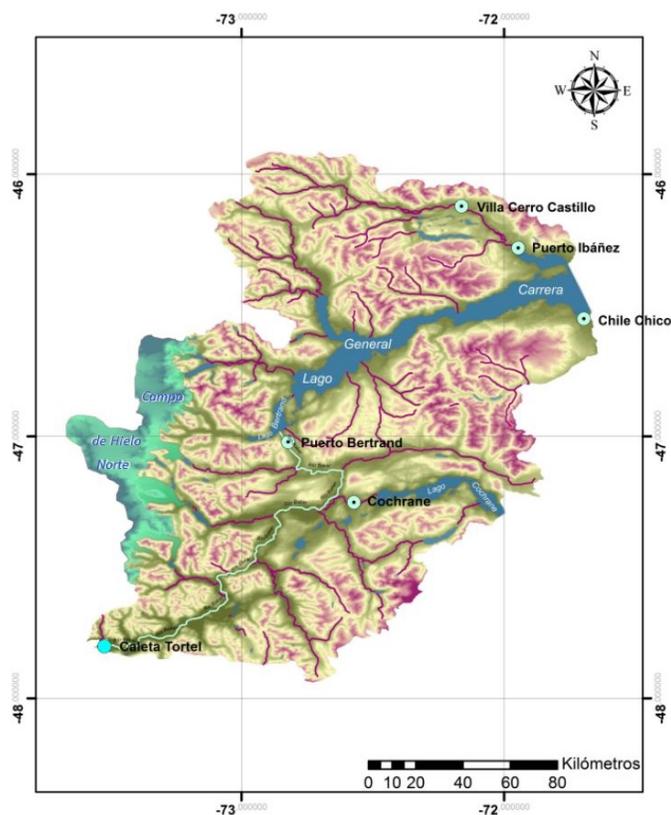


Figura 1.2: Centros urbanos de mayor importancia en la cuenca del río Baker. Es posible notar que la parte oriental de Campo de Hielo Norte es incluida en la cuenca. Además, es visible la presencia del lago General Carrera y el cauce del río Baker. **Fuente:** Elaboración propia.

1.3. Clima referente a la Región de Aysén

De acuerdo a su abrupta geografía y tamaño, junto con una particular orografía, la Región de Aysén se caracteriza por presentar 4 zonas climáticas, además de una zona de microclima (Hepp and Stolpe, 2014) (figura (1.3)). Esta última se encuentra limitada a pequeños sectores ribereños de los grandes lagos. Éstas son:

- Clima templado frío de costa occidental con máxima invernal de lluvias.
- Clima continental trasandino con regeneración esteparia.
- Clima de hielo por efecto de altura.
- Clima de estepa fría.
- Zona de microclima

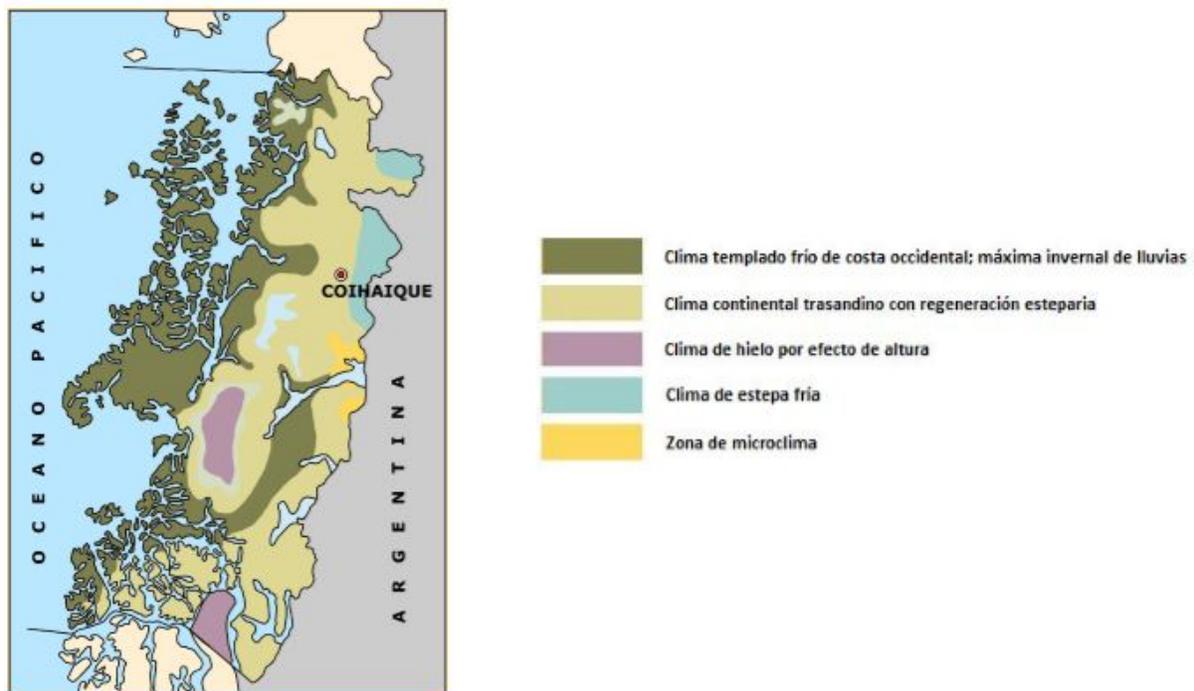


Figura 1.3: Representación de las 4 zonas climáticas y una zona de microclima referidas a la Región de Aysén. **Fuente:** DMC⁷

La zona de *microclima*, de acuerdo a (Chirkov, 1979), es causada por el efecto del relieve del terreno, superficies subyacentes, y otros factores que determinan la disparidad entre las condiciones de temperatura del aire y del suelo, así como la humidificación y la función del viento. En nuestro estudio la presencia de lagos debería producir diferencias de temperatura en suelos cercanos.

1.3.1. Clima templado frío de costa occidental con máxima invernal de lluvias

La zona litoral, o insular, de Aysén, está asociada a la extensa red de islas y archipiélagos situados en la zona de canales y fiordos patagónicos, excluyendo los Campos de Hielo. Representa la zona más occidental de la región, marcada por una geografía muy desmembrada y de clima riguroso. El clima predominante es el *templado húmedo litoral*, con precipitaciones muy intensas, próximas a los 3000 $\left[\frac{mm}{año}\right]$, llegando en algunos sectores a cerca de 7000 $\left[\frac{mm}{año}\right]$. El período de mayor intensidad de precipitaciones ocurre entre mayo y agosto, donde la caída representa el 45 % del total anual. Las temperaturas en los meses más fríos bordean los 4 $^{\circ}\text{C}$ (SERPLAC, 2005).

De acuerdo a las figuras (1.4 (a) y 1.5 (a)), correspondientes a Caleta Tortel, cuya ubicación está dada por las coordenadas geográficas $(-73,536^{\circ}, -47,800^{\circ})$, y cuya altura de colocación de la estación es de 10 $[m.s.n.m]$, las climatologías tanto para temperatura como precipitaciones, están representadas entre el año 2014-2015. En el caso de la temperatura, el valor más frío está muy próximo a los 4 $^{\circ}\text{C}$, para el mes de julio. Respecto a las precipitaciones, su valor anual para el año 2014, corresponde a 2493,7 $[mm]$. De igual similitud, para el año 2015, el valor anual de las precipitaciones es de 2366,6 $[mm]$. Asimismo, el mayor valor de precipitación consignado en la climatología, está dado para el mes de mayo. Cabe considerar que el año representado para las climatologías sirve de forma ejemplificadora solamente para el respectivo clima, ya que el estudio en general se remite al período 2002-2009.

1.3.2. Clima continental trasandino con regeneración esteparia

Este clima corresponde a la franja de unos 40 $[km]$ de ancho, inmediatamente al oriente del límite de la anterior zona climática, y su extensión va desde el norte de Río Cisnes hasta el extremo sur-oriental de la región.

El régimen pluviométrico en esta zona se ve considerablemente reducido respecto a la zona anterior. Su período más lluvioso es entre mayo y agosto, donde llueve cerca del 50 % del total anual, y por las bajas temperaturas invernales, estas precipitaciones son de carácter nevosas.

Diferencias de temperaturas entre el mes más cálido y el más frío, es del orden de 12 $^{\circ}\text{C}$. Las temperaturas medias son 1 $^{\circ}\text{C}$ a 2 $^{\circ}\text{C}$ inferiores a las del clima de la zona más occidental en la misma región (SERPLAC, 2005).

De igual forma a Caleta Tortel, las figuras(1.4 (b) y 1.5 (b)), corresponden a las climatologías de la temperatura y las precipitaciones en el Aeródromo Teniente Vidal, Coyhaique, localización representativa de este clima. Su ubicación está dada por las coordenadas geográficas $(-72,109^{\circ}, -45,594^{\circ})$, y la altura de emplazamiento de la estación es de 310 $[m.s.n.m]$. Ambas climatologías están representadas entre el año 2014-2015. En el caso de la temperatura, su valor máximo anual es próximo a los 14 $^{\circ}\text{C}$. Su valor mínimo bordea los 3 $^{\circ}\text{C}$. Para las precipitaciones, los valores anuales tanto para 2014 como 2015, son de 1057 $[mm]$ y 1039 $[mm]$. El mes de mayor precipitación corresponde a mayo.

1.3.3. Clima de hielo por efecto de altura

Representa el clima de los Campos de Hielo ubicados sobre los 800 [m] de altura, es decir, secciones más altas de la Cordillera Patagónica. *Campo de Hielo Norte* recibe de manera constante vientos del oeste saturados de humedad, originados en el Océano Pacífico, que al arribar al macizo andino producen precipitaciones nivales. El promedio de nieve caída es de 6,7 [$\frac{m}{año}$]. Cabe destacar, que estas precipitaciones orográficas mantiene a Campo de Hielo Norte, aún cuando, su temperatura atmosférica promedio está por sobre el punto de congelación durante al menos seis meses del año (Cecs, 2012).

Como ejemplo descriptivo, la figura (1.4 (c)), representa la climatología de la temperatura, entre los años 2014-2015, correspondiente a la estación Campo de Hielo Norte en Glaciar San Rafael. Su localización está dada por las coordenadas geográficas (-73,594°, -46,704°) y la altura de emplazamiento de la estación corresponde a 1189 [m.s.n.m.]. La climatología de la temperatura nos muestra que el mes más frío dentro del ciclo anual corresponde a agosto, con un valor de -1 [°C]. En el caso de las precipitaciones, la misma estación no considera dentro de su registro valores de agua caída.

1.3.4. Clima de estepa fría

Este clima corresponde al sector más oriental de la región, próximo a la frontera con Argentina. Su extensión va desde Río Cisnes hasta el sur de Cochrane, y al oriente de la zona de clima transandino con degeneración estepárica. Las precipitaciones se ven fuertemente disminuidas, apareciendo algunos meses secos, cuyas precipitaciones mensuales bordean los 40 [mm]. Las precipitaciones invernales, debido a las bajas temperaturas, son casi exclusivamente de carácter nival o nevoso. Además, producto de los fuertes vientos provenientes del oeste se presenta siempre déficit hídrico en el verano (SERPLAC, 2005).

Las temperaturas medias, concernientes a la época de verano, para la estación Aeródromo Balmaceda, como indica la figura (1.4 (d) y 1.5 (c)), bordean los 12 [°C]. La localización geográfica de la misma estación corresponde a (-71,693°, -45,913°) y cuya altura de ubicación es de 520 [m.s.n.m.]. Su temperatura más baja, dentro del ciclo anual, es cercana a 2 [°C].

Chile Chico también estaría sometido bajo la influencia de este clima estepárico, aunque dentro de la descripción y clasificación climática realizada al principio de la sección (1.3), estaría incluido en *zona de microclima* (1.3.5).

1.3.5. Zona de microclima

Esta zona se limita a pequeñas localidades en las costas de los lagos *General Carrera* y *Cochrane*, como Chile Chico, Bahía Jara, Puerto Ibáñez, Fachinal, y la costa sur del Lago Cochrane. Representan ser valles situados en zonas semiáridas de estepa o matorral xerófilo, que los circundan. El microclima es de carácter templado seco estival. La pluviometría de la zona, de acuerdo a la figura (1.5 (d)), es baja

(SERPLAC, 2005). Es de mencionar que la precipitación anual, en Chile Chico, tanto para el año 2014 como 2015, corresponde a 333,9 [mm] y 263,4 [mm]. Además, a razón de la figura (1.4 (e)), la influencia y cercanía a los lagos tiende a atenuar las amplitudes térmicas de los poblados.

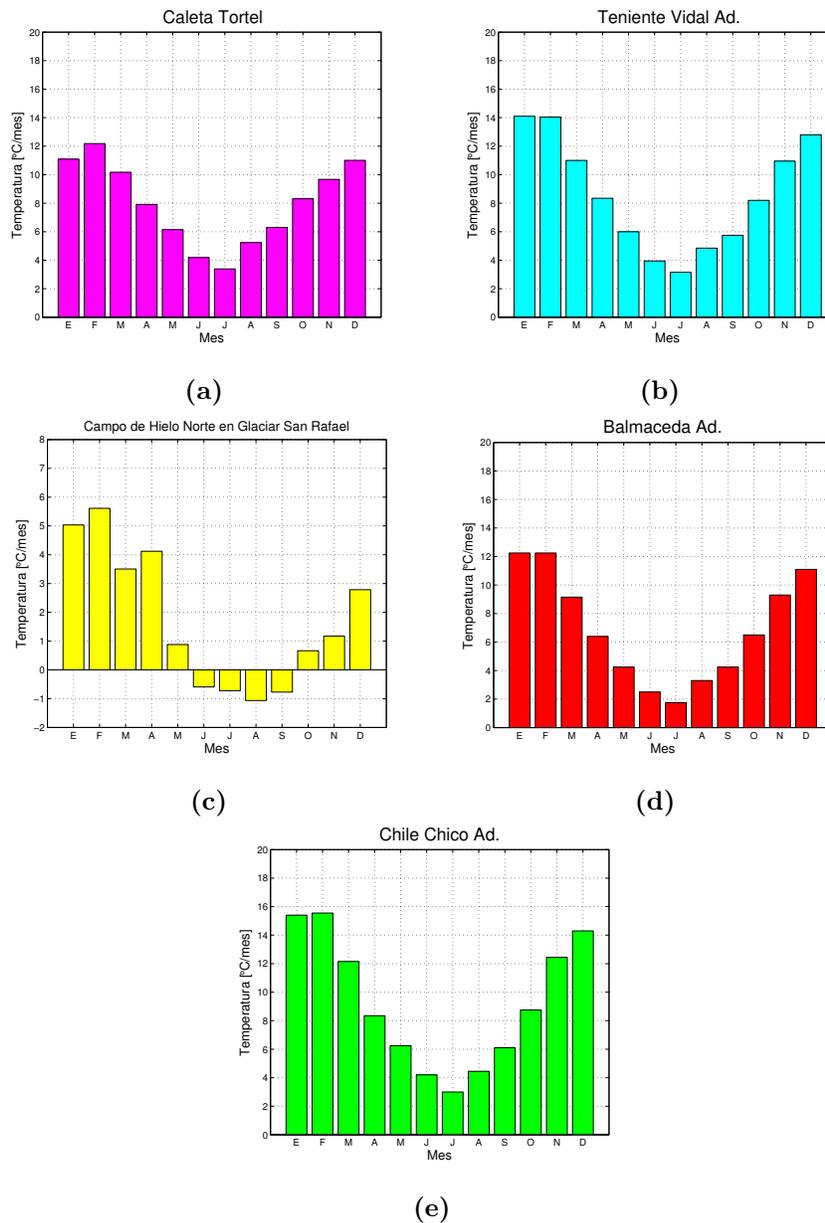


Figura 1.4: Exposición de las climatologías de las temperaturas para el intervalo de años 2014-2015. Para (a): Caleta Tortel, cuyo clima representativo es el *templado frío de costa occidental con máxima invernal de lluvias*. Para (b): Aeródromo Teniente Vidal, Coyhaique. Su clima representativo es el *continental trasandino con regeneración esteparia*. Para (c): Campo de Hielo Norte en Glaciar San Rafael. Su clima característico es de *hielo por efecto de altura*. Para (d): Aeródromo Balamaceda. Su clima característico es el de *estepa fría*. Y por último (e): Aeródromo Chile Chico, incluido dentro de la *zona de microclima*.

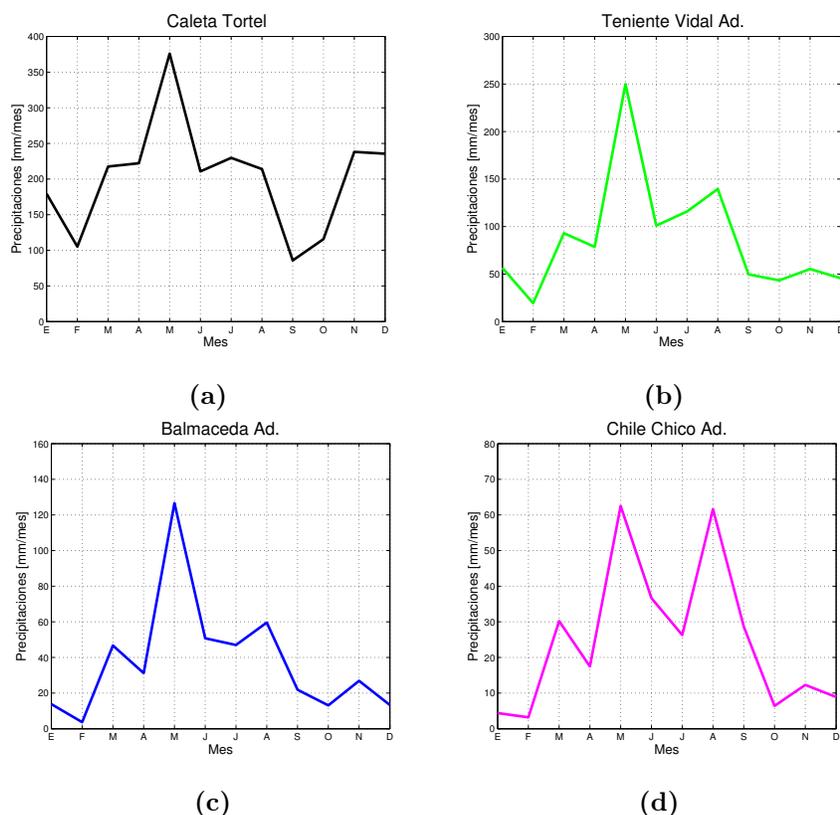


Figura 1.5: Exposición de las climatologías de las precipitaciones para el intervalo de años 2014-2015. Para (a) Caleta Tortel, (b) Aeródromo Teniente Vidal, Coyhaique. (c) Aeródromo Balmaceda y (d) Aeródromo Chile Chico. Cada estación está representada de igual manera por las zonas climáticas en torno a las climatologías de la temperatura. Se excluye la estación Campo de Hielo Norte en Glaciar san Rafael, debido a que no cuenta con registros de precipitaciones.

1.4. Geología y geomorfología de la cuenca del Río Baker

De acuerdo a precedentes (Palacios et al., 1997), la configuración geológica de la Región de Aysén posibilita la división de tres dominios paralelos al margen continental.

El *dominio occidental*, formado por rocas metamórficas paleozoicas. El *dominio central* está conformado por el Batolito Patagónico (Jurásico-Mioceno) y por rocas volcánicas del Mioceno-Reciente. Y el *dominio oriental*, localizado en la Precordillera, formado por rocas volcánicas con intercalaciones sedimentarias de edades meso-cenozoicas.

De acuerdo a la figura (1.6), es posible apreciar parte de la geología de la Región de Aysén, distinguiéndose los diferentes dominios geológicos. Para la cuenca del Baker, sus cauces, atraviesan las distintas unidades geológicas existentes en la zona.

Estudios geomorfológicos y estratigráficos, ubicados en las cercanías de la confluencia entre los ríos Baker y Colonia, han permitido la reconstrucción de la paleohidrología de las principales inundaciones en este tramo de río, desde el Pleistoceno tardío hasta la actualidad (Benito et al., 2014). Evidencias de grandes bloques y gravas, con estructuras de sobreexcavación por flujo de existencia de un drenaje por

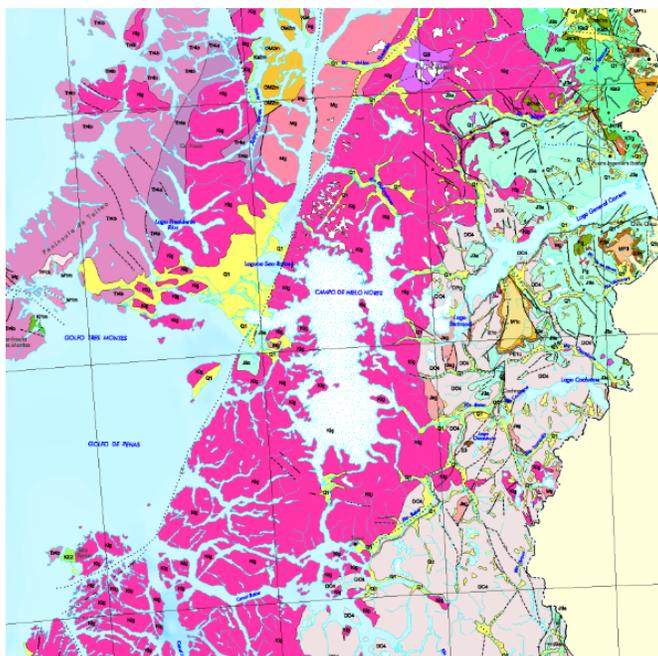


Figura 1.6: Configuración geológica efectuada por el *Sernageomin* (2002). Exhibición de los distintos dominios de la cuenca del río Baker. **Fuente:** (Salas, 2004).

mega-crecida(s) de elevada energía y caudal, que habría(n) arrasado esta sección del valle del río Baker. Estas mega-crecida(s) provendrían del drenaje parcial del Lago General Carrera, producto por rotura de una presa de hielo o sedimento (morrena) causando el descenso súbito del nivel del lago, y el cambio en su dirección de drenaje desde el Atlántico al Pacífico (Benito et al., 2014).

1.5. Localización de estaciones meteorológicas in-situ

El total de estaciones meteorológicas in-situ contabilizadas, además de contar con datos representativos al intervalo de años 2002-2009, es de 19 (tabla 8.6). Todas son pertenecientes a la Región de Aysén de acuerdo a la figura (1.7), y su concentración se da entre las latitudes 44°S y 47°S. Las estaciones albergan tanto valores de temperatura diaria (*T.d.*) así como de precipitaciones (*P.d.*). Es posible diferenciar de acuerdo a esta última particularidad que:

- Existen 4 estaciones meteorológicas que albergan sólo datos de temperatura.
- Existen 7 estaciones meteorológicas que albergan sólo datos de precipitaciones.
- Existen 8 estaciones meteorológicas que albergan tanto datos de temperatura como de precipitaciones.

Las fuentes de la base de datos corresponden a la Dirección Meteorológica de Chile (DMC) así como a la Dirección General de Aguas (DGA)(tabla 8.6).

Es de consideración explicar que no todas las estaciones figuradas en la tabla (8.6), se utilizarán en el estudio de regresión lineal multivariable. En principio, se considerarán las estaciones en la cuenca del río Baker (delineada en amarillo en la figura (1.7)) y próximas a ella, ya que una gran cantidad de estaciones quedarán fuera del *dominio* utilizado en la simulación del modelo WRF, con el cual se hará la comparación prevista (las estaciones seleccionadas están referidas en la sección (5.2)). No obstante, las estaciones excluidas del estudio de regresión lineal multivariable tendrán la posibilidad de ser útiles en sucesos de *validación* del modelo de regresivo.

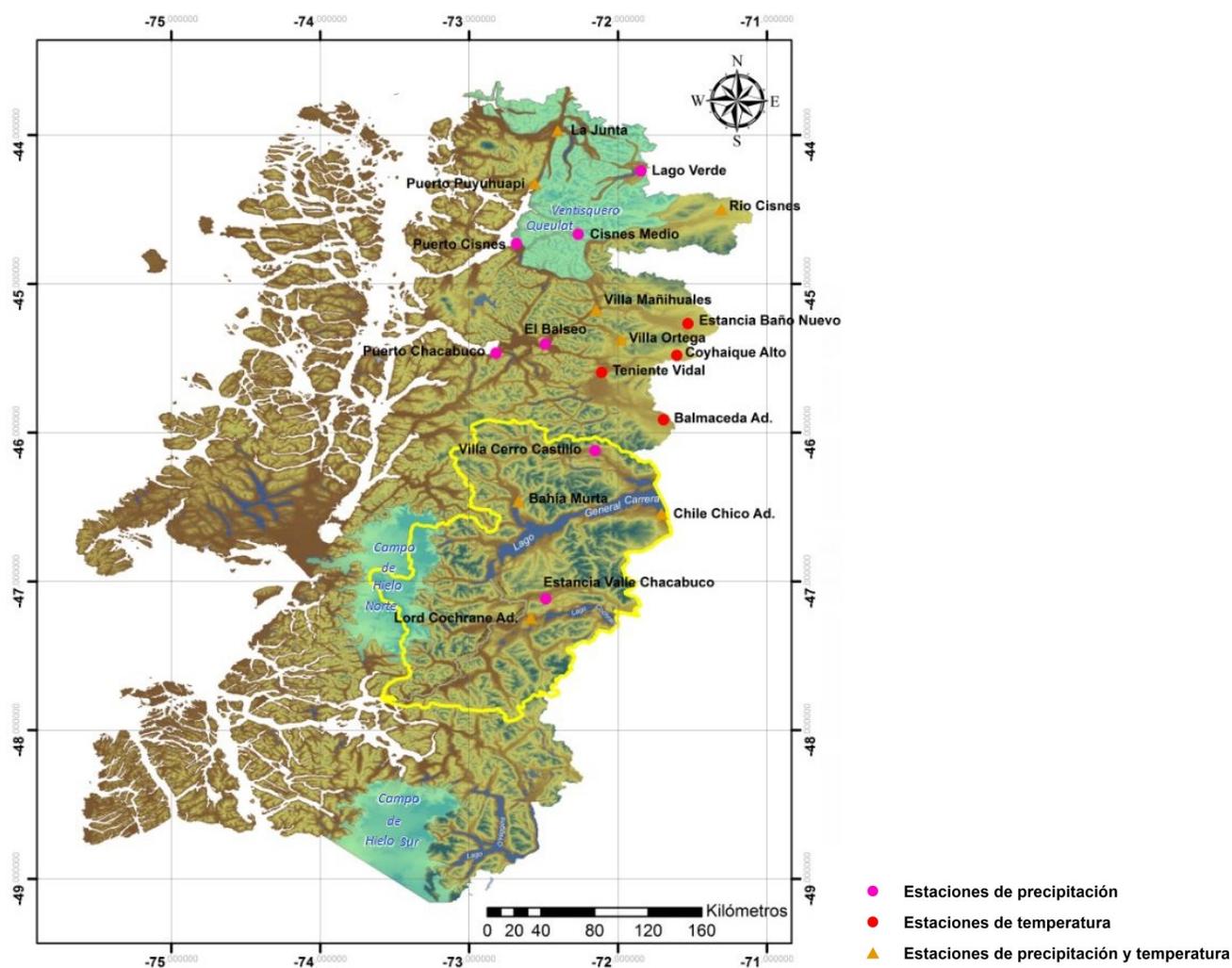


Figura 1.7: Exposición de las estaciones meteorológicas, descritas en la sección (1.5), relativas al intervalo de años 2002-2009 y representativas al período de estudio. La cantidad de estaciones a considerar para el estudio posterior serán de una menor cantidad, y estarán emplazadas en la cuenca del río Baker y en sus proximidades. **Fuente:** Elaboración propia.

1.6. Reporte climatológico en la zona de estudio

A partir de la baja densidad de estaciones meteorológicas localizadas en la misma cuenca del Río Baker (figura 1.7), se han seleccionado tres estaciones, con el fin de exponer las climatologías de la temperatura y la precipitación para el intervalo de años 2002-2009, representativas para el período de estudio.

La estación Chile Chico Ad. (DMC) (figura 1.8 (a) y 1.9 (a)), se ubica dentro del mismo terminal aéreo Aeródromo Chile Chico, localizado 7 [km] al sureste de la comuna de Chile Chico. La estación Bahía Murta (DGA) (figura 1.8 (b) y 1.9 (b)), se encuentra en la misma comuna de Bahía Murta, ubicada en la rivera norte del Lago General Carrera y a 40 [km] al este de Campo de Hielo Norte. Y por último, la estación Lord Cochrane Ad. (DMC) (figura 1.8 (c) y 1.9 (c)), localizada en el mismo Aeródromo Lord Cochrane, y ubicado en la comuna de Cochrane. La variabilidad en el ciclo anual, en cada una de las estaciones, es diferente tanto en la temperatura como en la precipitación. La estación que presenta mayor temperatura dentro del ciclo, es la estación de Chile Chico Ad. para el mes de febrero (16,13 [°C]). La estación que registra la temperatura más baja, es la estación Lord Cochrane Ad. para el mes de junio (1,66 [°C]). A pesar de que tanto Chile Chico como Cochrane se encuentran inmersas en un clima de estepa fría, las temperaturas en invierno para Cochrane tienden a ser menores que en Chile Chico, y es que el influjo térmico que ejerce el lago General Carrera sobre Chile Chico es considerable.

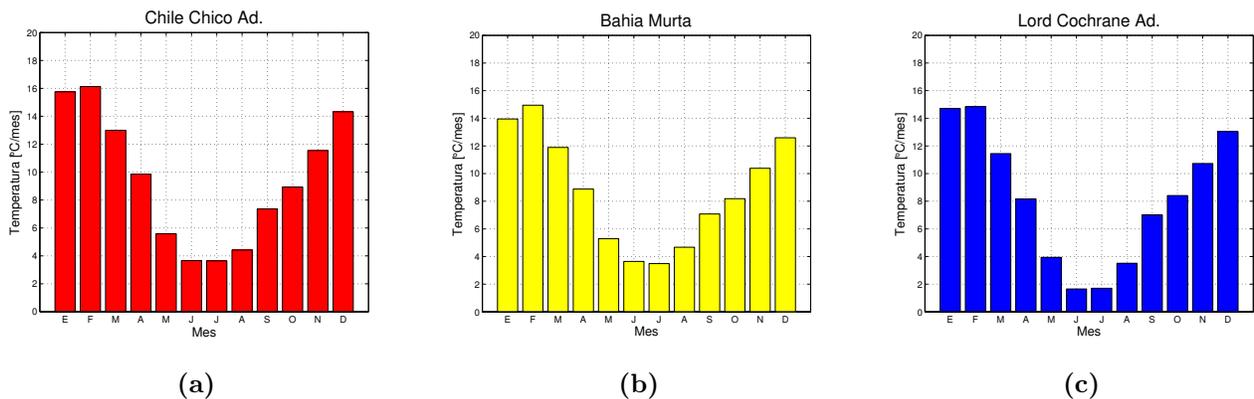


Figura 1.8: Climatologías de la temperatura respectivas a cada estación para el período estudio 2002-2009.

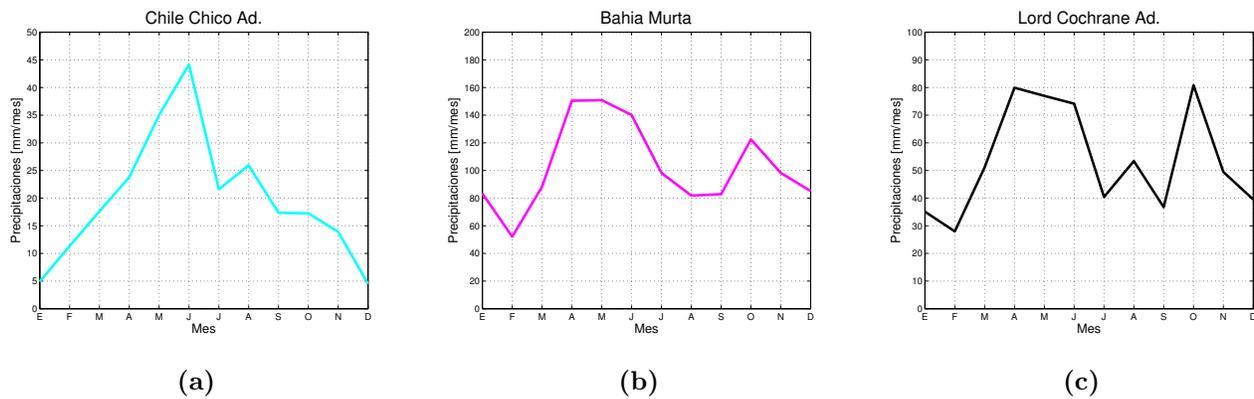


Figura 1.9: Climatologías de la precipitación respectivas a cada estación para el período estudio 2002-2009.

1.7. Meteorología y gradientes pluviométricos

En la región, los gradientes (geológicos y climáticos) siguen una dirección predominantemente *este-oeste*, desde las llanuras continentales (estepas patagónicas) hacia el Océano Pacífico. En esta zona de Chile, los *Andes* siguen la línea de costa muy de cerca, tal que la mayor parte de la cuenca del río Baker se encuentra en las laderas orientales. Debido a la geografía dinámica apreciable en la región, existe la interacción entre la topografía, marcada por grandes altitudes, que actúa como una barrera para el viento, la precipitación (Walsh, 1994), influencia oceánica y circulación atmosférica (Townley, 2007). La circulación atmosférica está dominada por vientos del oeste, baja presión, sistemas frontales (Seluchi and Marengo, 2000) y el anticiclón subtropical del Pacífico Sur (Rodwell and Hoskins, 2001). La incidencia se clarifica en que Campo de Hielo Norte es nutrido por los sistemas meteorológicos de latitudes medias y se caracteriza por una abundante precipitación, altos índices de ablación, pronunciados gradientes de masa y altas velocidades de hielo, que ligados a contrastes topográficos y climatológicos locales agudos, crean un sistema glaciar dinámico y templado (Warren, 1993).

Asimismo, el clima regional está evidenciado por el alto gradiente de precipitación longitudinal alrededor del lago General Carrera, aproximadamente $1350 \left[\frac{mm}{año}\right]$, con $1470 \left[\frac{mm}{año}\right]$ en la costa y $120 \left[\frac{mm}{año}\right]$ en la zona este (Townley, 2007). En el caso de la temperatura, está dominada por la influencia oceánica en la costa, el microclima en el interior bajo la influencia de lagos, bajas temperaturas en áreas de gran altitud y una considerable variación de la temperatura en la zona esteparia (Jobbágy and Paruelo, 1995).

Debido a estas variaciones de temperatura y precipitaciones, la cobertura de nieve tiene un patrón estacional, con movimientos influenciados de acuerdo a la variabilidad de la temperatura (73% de la varianza explicada) y precipitación en la zona (Lopez et al., 2008).

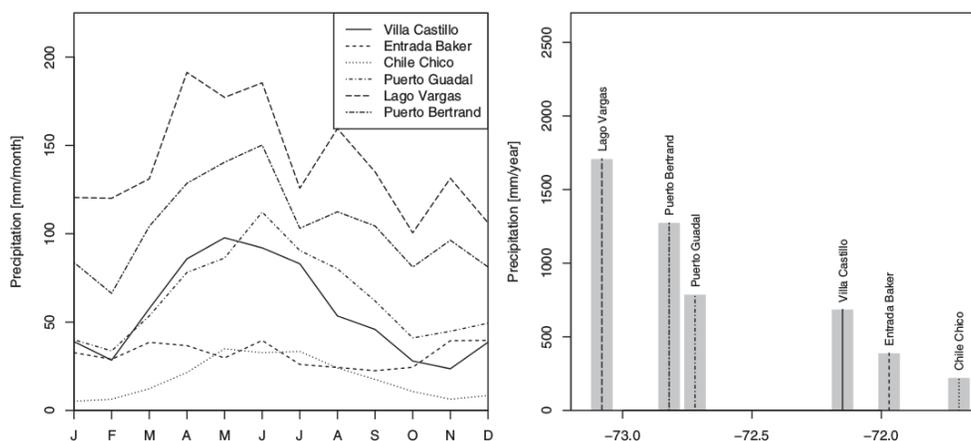


Figura 1.10: Climatologías de las precipitaciones observadas correspondientes a una selección de estaciones pertenecientes a la cuenca del río Baker comprendidas para el período 1977-1991 (imagen izquierda). El gradiente de precipitación (imagen derecha) es notorio en la cuenca, y es descrito en su dirección *oeste-este* para la misma selección de estaciones de la imagen adyacente. **Fuente:** (Dussailant et al., 2012)

Capítulo 2

Hipótesis

El uso de un *downscaling* o escalonamiento mixto, que ajuste salidas de climatologías de un campo de temperaturas, generadas por el modelo WRF y posteriormente corregidas tanto en amplitud (o varianza) como en su valor medio, disminuirá el error en la estimación y permitirá la elaboración de un nuevo campo de temperaturas, más representativo, para la región de estudio.

2.0.1. Objetivos

General

- Desarrollo y obtención de climatologías de temperaturas, a partir de la modelación con WRF, y posteriormente, ajustadas mediante **RLM**, para su posterior evaluación.

Específicos

- Recopilación y catastro de base de datos de temperaturas diarias in-situ en la región de estudio. La selección de estaciones contempla una disponibilidad de información dentro del período 2002-2009. Ante cualquier vacío o falta de registro de temperatura dentro del período considerado, se aplicará una interpolación básica y necesaria para su disponibilidad.
- Simulación mediante el modelo WRF. La ejecución y desarrollo de la simulación se realizará a partir de información propiciada mediante un modelo meteorológico global, es decir, mediante el modelo global NCEP-FNL. Sus condiciones iniciales son cada 6 horas. Además, la simulación también tendrá un período de realización acorde con la información in-situ, es decir, entre 2002-2009.
- Obtención y validación de información de temperaturas de salida del modelo WRF. Además la información de salida será sometida a un *ajuste de corrección*, que involucra un arreglo tanto de sus valores medios así como de sus amplitudes. Obtenida ya la corrección, los datos climatológicos serán

sometidos a pruebas de **RLM**, efectuando distintos casos regresivos mediante el uso finito y diverso de variables ambientales independientes.

- Consecución de mapas climatológicos interpolados para la región de estudio a partir de coeficientes generados mediante **RLM**. Como resultado, se compararán y analizarán los valores climatológicos obtenidos con los valores correspondientes a las estaciones in-situ.
- Prueba comparativa a distinta resolución (800 metros aproximadamente) de las climatologías de las mismas estaciones en evaluación, generadas a partir de la **RLM**.

Capítulo 3

Marco teórico

3.0.2. Temperatura

La temperatura, es una variante termodinámica indispensable para la existencia de vida en el planeta Tierra. Tanto los seres humanos, así como otros seres vivos, son perceptivos ante cualquier variación de ella. Como ejemplo, es sabido que en invierno, las bajas temperaturas en el ambiente, sumado al mal cuidado y abrigo de la gente, trae consigo variadas enfermedades (Rusticucci and Barrucand, 2001). Otro ejemplo, los cultivos y plantaciones, tampoco escapan a los efectos adversos de las heladas. Este ambiente gélido puede afectar seriamente los procesos de crecimiento y rendimiento de los sembradíos (Rusticucci and Barrucand, 2001). Así también, las altas temperaturas, son unas de las principales causas de la generación de incendios forestales y sequías ((CR)2, 2015). Por lo tanto, el fenómeno de la temperatura, es un factor inherente a todo aspecto vital.

El *International Panel on Climate Change* (IPCC, 2014) es claro, la temperatura de la superficie de la Tierra está en aumento. Para evitar este complejo escenario habría que reducir entre un 40 % y un 50 % las emanaciones de CO_2 , a nivel mundial, dentro de los próximos 40 años. En la figura (3.1 (a) y (b)), se presenta el calentamiento proyectado ante un escenario de mitigación de bajas emisiones y un escenario de altas emisiones (trayectorias de concentración representativas (RCP) 2,6 y 8,5)¹ junto a los cambios de temperatura observados. El aumento proyectado de la temperatura global en los próximos decenios es similar en todos los escenarios de emisiones de acuerdo a la figura (3.1 (b)). Las respuestas sociales, en particular las adaptaciones, influirán en un corto plazo. En tanto, en la segunda mitad del siglo XXI y posteriormente, el aumento de la temperatura global diverge en los distintos escenarios de emisión, como indica la figura (3.1 (c)). Durante este período, sumado un intervalo posterior, la adaptación y mitigación a corto y largo plazo, al igual que las trayectorias de desarrollo, determinarán los riesgos del cambio climático (IPCC, 2014). Es irrefutable que el aumento de temperatura, asociado al cambio climático, es

¹Escenarios que se centran en las emisiones de carácter antropogénico y descartando cambios en impulsores naturales (forzamiento solar o volcánico). El escenario (RCP) 2,6 es un escenario de mitigación, mientras que (RCP) 8,5 representa un escenario con un alto nivel de emisiones de gases de efecto invernadero.

constitutivamente de carácter antropogénico (IPCC, 2014). Ante este contexto, el estudio de su variabilidad y efectos, sobre procesos medioambientales, se torna significativo.

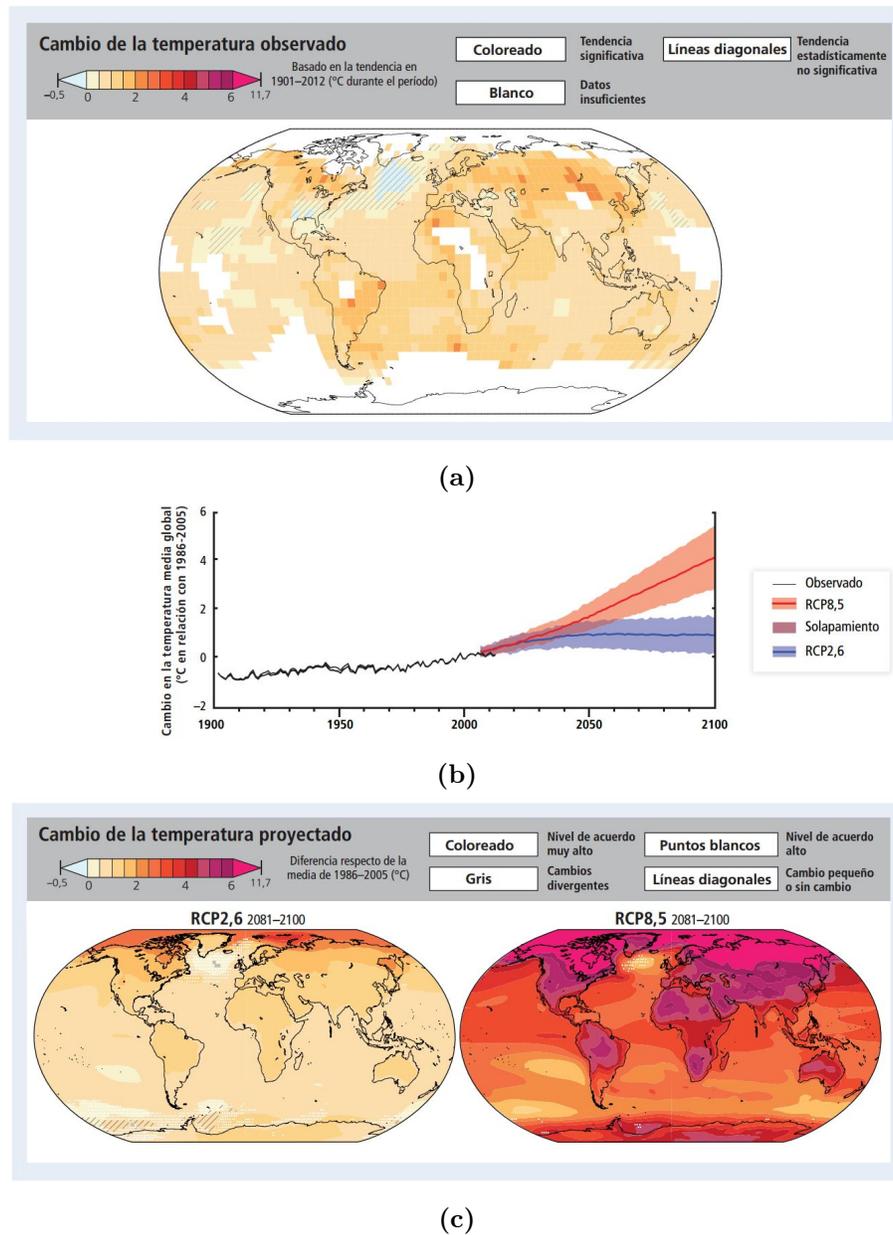


Figura 3.1: Representación de los cambios observados y proyectados en la temperatura media anual en superficie. En (a) se vislumbra el cambio de la temperatura observada a la fecha. En (b) se realiza el trazado tanto histórico como futuro bajo la presentación de escenarios de emisión (RCP) 2,6 y 8,5. Y en (c), se describe el calentamiento proyectado con emisiones altas de continuo [(RCP) 8,5] y con una mitigación ambiciosa [(RCP) 2,6]. **Fuente:** (IPCC, 2014).

Ahora bien, la interacción entre la topografía, circulación atmosférica y proximidad a los océanos, introduce grandes variedades en los patrones espaciales de la temperatura en el norte de la Patagonia, a través de sus interacciones con la tasa de caída atmosférica (Barry, 2008). La temperatura generalmente disminuye con la altura, pero en algunos casos, las masas de aire frías y estables producen inversiones en la capa límite (Oke, 2002). El relieve, o topografía, influye decididamente en los términos de temperatura, al

bloquear la circulación atmosférica y reduciendo el paso de masas de aire a través de la principal barrera andina.

Asimismo, la temperatura es trascendental para la realización de modelos atmosféricos (Skamarock and Klemp, 2008), hidrológicos y ecológicos (Blandford et al., 2008a). Su distribución y variabilidad, tanto espacial como temporalmente, influyen procesos hidrológicos, como la evapotranspiración, que determina la máxima disponibilidad de vapor de agua en la atmósfera, así como la fusión de nieve (Ikebuchi et al., 1986). Además, la temperatura actúa como un ente regulador de deshielo en zonas de altas montañas, donde existe la acumulación de nieve [(Thayyen et al., 2005) y (Barry, 1992)]. Sin duda, la temperatura es una variable de indudable importancia en los climas de montaña, situación que respecta a nuestra región de estudio.

Su análisis se ve un tanto limitado, ya que es una variable que tiene muy pocos años de medición en nuestra región de estudio en particular. Y la mayor deficiencia, se percibe en la poca cantidad de estaciones meteorológicas en la misma zona. Como precedente de esta realidad, en el trabajo de (Villaruel et al., 2013), la cantidad de estaciones que albergan información de temperatura, correspondiente al período entre 2000-2010, es de 7. Asimismo, (Lenaerts et al., 2014) considera para su investigación 8 estaciones con información de temperatura, entre los años 1950-2007. (Schaefer et al., 2013), también considera una cantidad de 8 estaciones con registros de temperatura, representativas para el período de tiempo entre 1975-2010.

Por otra parte, estudios y reconstrucciones de la temperatura, han sido logrados mediante datos de tipo global [(New et al., 2002) y (Fan and Van den Dool, 2008)], que han permitido generar grillas basadas en interpolaciones espaciales de acuerdo a metodologías matemáticas y estadísticas. Estas metodologías consideran parámetros como la topografía y geografía de la región [(Blandford et al., 2008b), (Bolstad et al., 1998), (Lookingbill and Urban, 2003), (McCutchan and Fox, 1986) y (Thayyen et al., 2005)].

3.0.3. *Lapse rate* o gradiente adiabático de la temperatura

Una de las más importantes propiedades de la *atmósfera*, cuyos principios resultan de gran inquietud y fascinación, es la estructura vertical de la temperatura en ella. Las primeras observaciones de la organización vertical, en la *tropósfera*, indicaron que el *lapse rate* o tasa de caída, varía aproximadamente de los $0,98 \left[\frac{^{\circ}C}{100 m} \right]$ para aire seco (es decir, tasa de caída adiabática de aire seco) a cerca de $0,4 \left[\frac{^{\circ}C}{100 m} \right]$ (es decir, la tasa de caída adiabática saturada) (Dodson and Marks, 1997). Teóricamente se advierte, que un gas (o parcela de aire) al experimentar un cambio en su estado físico (T^2 , P^3 o V^4), sin entregar o ceder calor hacia o desde el medio externo, sufre un *cambio adiabático* (8.0.12). Al suceder el cambio de temperatura de una parcela⁵ de aire seco que se mueve verticalmente sin intercambiar calor con su entorno, se tiene

²Temperatura

³Presión

⁴Volumen

⁵Pequeño volumen de aire representativo de la atmósfera, similar a la partícula en *mecánica clásica*. Las variables del tiempo y clima se expresan por unidad de masa considerando una parcela de aire de masa unitaria.

que la energía estática no cambia si $dq=0$, por lo tanto;

$$d(c_p T + \Phi) = 0; \quad (3.1)$$

Mediante el uso del *geopotencial* y dividiendo por z , se obtiene la expresión que define la *tasa de caída adiabática de aire seco*:

$$-\left(\frac{dT}{dz}\right) = \frac{g}{c_p} = \Gamma_d \quad (3.2)$$

$$\Gamma_d = \frac{9,8 \left[\frac{m}{s^2}\right]}{1004 \left[\frac{J}{kg}\right]} = 9,8 \left[\frac{K}{km}\right] \quad (3.3)$$

Cada vez que el aire se eleva, llega a regiones de menor presión, como resultado se expande y se enfría adiabáticamente. Inversamente, si el aire desciende, llega a niveles de mayor presión, tiende a comprimirse, y se calienta. Por lo tanto, la variación de temperatura en los movimientos verticales de aire no saturado se denomina *tasa de caída adiabática de aire seco*. Aunque su valor en la ecuación (3.3) viene expresado $\left[\frac{K}{km}\right]$, su valor también es usualmente presentado en $\left[\frac{^\circ C}{km}\right]$.

El aire, al elevarse lo suficiente, se enfría hasta alcanzar el punto de rocío (8.0.14), y se produce la condensación. En este proceso, el calor que fue absorbido como calor sensible, durante la evaporación, se libera como calor latente. Aunque la parcela de aire continua enfriándose, lo hace en una proporción menor ya que la entrega de calor latente al ambiente produce aumento de temperatura. En efecto, la parcela de aire puede ascender con un gradiente adiabático seco hasta una altura llamada *nivel de condensación* (8.0.16), que es la altura donde se inicia la condensación. Sobre ese nivel la tasa de enfriamiento con la altura se reduce por la liberación de calor latente y toma por nombre *tasa de caída adiabática saturada o húmeda*, donde su valor varía desde 4 $\left[\frac{^\circ C}{km}\right]$ a 9 $\left[\frac{^\circ C}{km}\right]$ de disminución con la altura, dependiendo de si el aire tiene un alto o bajo contenido de humedad (8.0.13).

La *tasa de caída normal* de la temperatura, a su vez, es el promedio comúnmente utilizado, cuyo valor es de 6,5 $\left[\frac{^\circ C}{km}\right]$, representando un *promedio estándar, espacialmente global y temporalmente climático* (Barry and Chorley, 2009), y se debe tener precaución al utilizarlo en otras escalas (por ejemplo, ante cambios de latitud) [(De Scally, 1997) y (Tabony, 1985)]. Su empleo puede resultar particularmente problemático a escalas temporales cortas y espacialmente finas debido a que la *tasa de caída* muestra una variabilidad significativa [(De Scally, 1997), (Dodson and Marks, 1997) y (Rolland, 2003)]. Asimismo, la *tasa de caída ambiental* de la temperatura, representa la variación real que se mide durante las mediciones con radiosondeo, pudiendo obter por cualquier valor. La función principal de las tasas de caídas previamente definidas es determinar el grado de estabilidad de la atmósfera (8.0.17). Asimismo, la figura (3.2) permite ejemplificar el fenómeno de *estabilidad absoluta*.

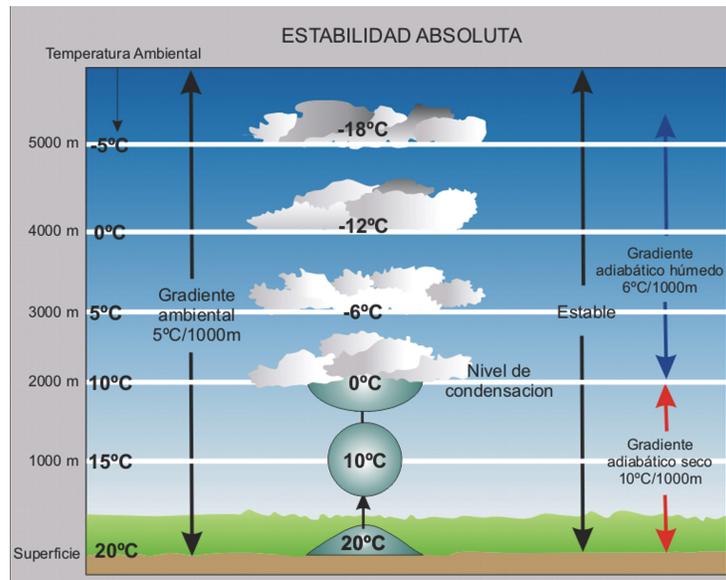


Figura 3.2: Rol del enfriamiento adiabático en la formación de nubes. Fuente: (Inzunza, 2014).

Es de importancia destacar que existe una distinción entre variados trabajos entre las tasas de caída en el aire libre y las tasas de caída próximas a la superficie terrestre [(Harlow et al., 2004), (McCutchan, 1983) y (Rolland, 2003)], debido a que en la superficie y en la atmósfera más alta se realizan distintos procesos. Ambas tasas pueden ser muy diferentes en un instante y lugar señalados. De hecho, las tasas de caída, en la superficie próxima al suelo, son más variables que las tasas de caída en el aire libre (Harlow et al., 2004).

Las temperaturas, próximas a la superficie, disminuyen de forma certera respecto a una elevación creciente, sin embargo, bajo ciertas condiciones, puede ocurrir el efecto opuesto en cuencas montañosas, producto de influencias como: la *inversión térmica*, la insolación, vientos katabáticos, entre otros aspectos (Barry, 1992).

(Pepin et al., 1999) y (Rolland, 2003) investigaron las variaciones de la tasa de caída en los Peninos, en el norte de Inglaterra, y en los Alpes italianos y austríacos, respectivamente. Las tasas de caída obtenidas resultaron ser más pronunciadas, es decir, se experimentó una mayor disminución de la temperatura con la altura durante el día que la noche, y durante los meses más cálidos que los meses más fríos. De igual forma, (Pepin et al., 1999) realizó un estudio en tierras altas del norte de Inglaterra, evaluando las relaciones entre las tasas de caída y la humedad, radiación solar, velocidad del viento y tipos sinópticos. Los índices más altos de las tasas de caída, ocurrieron a mayores niveles de radiación solar. Por la noche también la velocidad del viento aumentó las tasas de caída. Durante el día la relación resultó débil. Los anticiclones, asociados a tiempos claros y tranquilos, tendieron a aumentar la magnitud de la tasa de caída diurna. En condiciones anticiclónicas, la tasa de caída fue mayor debido al aumento de recepción de radiación solar; las tasas de caída durante la noche fueron menos profundas (disminución menor de la temperatura con la altura) debido a mayores frecuencias de inversión durante las noches libres de nubes.

En caso contrario, las atmósferas más húmedas, produjeron índices de caída más bajos. Además, (Stahl

et al., 2006), obtuvo que las tasas de caída más pronunciadas en British Columbia, Canadá, se asociaron con sistemas de baja presión, caracterizados por fuertes vientos de oeste a suroeste, y a altas cantidades de precipitación.

Es evidente que los impactos de los tipos de clima sinópticos en las tasas de caída varían de acuerdo a la estación o temporada, y la ubicación de la zona de estudio.

3.0.4. Coordenadas geográficas

Las *coordenadas geográficas* describen un sistema que permite que cada ubicación en la Tierra pueda ser especificada mediante un conjunto de símbolos asociados a números y letras. La representación horizontal está determinada por la localización de dos ejes característicos: *latitud* y *longitud*. Ambas coordenadas están inscritas dentro de un sistema general de coordenadas angulares esféricas, o esferoides, cuyo centro específico es el centro de la Tierra. Su expresión se da mediante *grados sexagesimales*.

Latitud

La *latitud* de un punto en la superficie de la Tierra, corresponde al ángulo entre el *plano ecuatorial* y la línea que pasa tanto por el mismo punto y el centro de la Tierra. Una secuencia de puntos, que tengan todos por igual *latitud*, forman un plano paralelo al plano del ecuador. El ecuador representa el paralelo 0° dividiendo el globo tanto en *Norte* como *Sur*. Por lo tanto, el polo norte corresponde a 90°N , y el polo sur corresponde a 90°S . Es de consideración recalcar, que la distancia en $[km]$ es variable en relación a la latitud, por lo tanto, a mayor escalamiento en la latitud, los $[km]$ tienden a disminuir. Además, la circunferencia respecto al ecuador terrestre es de $40075,02 [km]$, permitiendo la equivalencia frecuente de $1^\circ=111,319 [km]$, valor comúnmente aceptado en el ámbito científico.

El influjo de la *latitud*, sobre el clima de los diferentes sistemas montañosos, muestra una diversidad de formas. Por consiguiente, la radiación solar y neta y, la temperatura, decrecen sobradamente con una creciente latitud. Asimismo, el factor latitud es de importancia relativa de los ritmos climáticos estacionales y diurnos. Este último aspecto está determinado por la tendencia estacional de la trayectoria diaria del Sol en diferentes latitudes.

Los cambios estacionales de la radiación solar, la duración del día y la temperatura son básicamente pequeños en latitudes bajas, mientras que la amplitud diurna de la temperatura, por ejemplo, es relativamente grande.

Estas diferencias latitudinales en el régimen de temperatura también se replican en las características de la precipitación. En las altas montañas ecuatoriales, por sobre los $4000 [m]$, la nieve puede caer en cualquier día del año, sobre todo durante la noche. Igualmente, en los Alpes europeos, suele haber un promedio de 350 días al año con cobertura de nieve a $3000 [m]$ (Geiger et al., 2003), y en donde las

nevadas pueden llegar a representar el 80 % o más de la precipitación anual total (Barry, 2008).

Longitud

La *longitud* de un punto en la superficie de la Tierra es el ángulo entre el meridiano de referencia y el meridiano que pasa por este punto. Mayoritariamente, el meridiano de referencia aceptado, es el que pasa por el Real Observatorio Británico de Greenwich, en el sureste de Londres, Inglaterra. Esto permite diferenciar tanto los hemisferios *este* y *oeste*.

La contribución de la *longitud*, está resueltamente ligada a los cambios topográficos de una región en particular. En nuestro caso de estudio, la complejidad del clima regional, como se ha mencionado en la sección (1.3), está asociada a la presencia de 4 zonas climáticas, además de una zona de *microclima*, que se manifiesta claramente a través de un recorrido o extensión longitudinal en la región. Asimismo, la existencia de gradientes climáticos y geológicos, mencionados en las secciones (1.4) y (1.7), están concretamente ligados a una variabilidad longitudinal.

Tanto la *latitud* como la *longitud*, presentes en la figura (3.3), servirán en uso posterior para la implementación del trabajo de regresión lineal multivariable y escolanamiento mixto de la temperatura. Experiencias de empleo de ellas, las vemos en el trabajo de (Zambrano, 2011), donde su utilidad, en el caso de la longitud, fue determinante en la interpolación espacial de la temperatura en la cuenca del río Baker. Igualmente, en el trabajo de (Hijmans et al., 2005), el uso de ambas coordenadas como variables independientes, también fue gravitante en el desarrollo y consecución de superficies climáticas globales interpoladas.

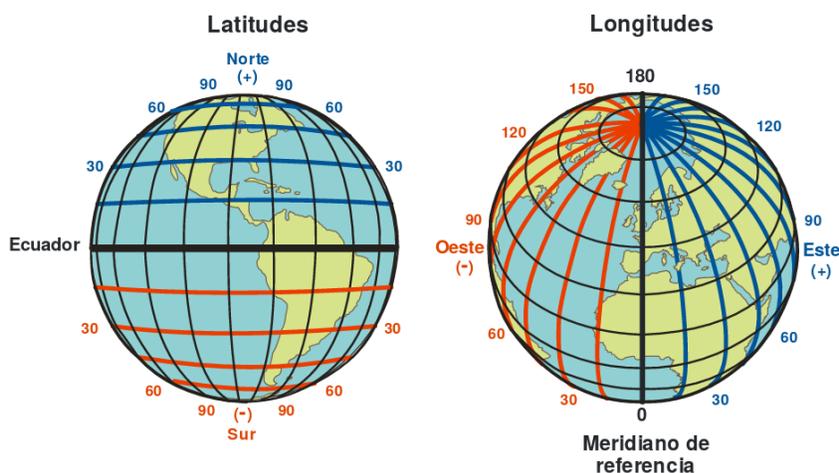


Figura 3.3: Visualización tanto de la *latitud* como de la *longitud* en el globo de la Tierra. **Fuente:** (Inzunza, 2014).

3.0.5. Variables topográficas

Las variables topográficas definen un conjunto de información y medidas geométricas sobre la realidad morfológica y espacial del relieve superficial global. Algunos parámetros topográficos fundamentales, desarrollados a partir de modelos digitales de terreno son: *altitud*, *pendiente* (y *aspecto*, asociado expresamente a la variable *pendiente*). Cabe mencionar, que también son usados con frecuencia: rugosidad, convexidad y curvatura, aunque para efectos de este estudio, se han excluido.

Altitud o altura

La *altitud*, o *altura*, representa la distancia vertical a un origen determinado, considerado como *nivel cero*, teniendo como principio el nivel medio del mar. Como forma de expresión, se consigna a la altitud con las siguientes unidades, [*m.s.n.m.*] (metros sobre el nivel del mar). No se debe confundir que la elevación de una localización geográfica representa la *altura* por encima, o por debajo, de un punto de referencia fijo, más comúnmente un geoide de referencia, es decir, una superficie geopotencial de referencia que define la superficie del nivel del mar. Como ejemplo íntegro de la relación de la altura con respecto a *superficies terrestres*, lo encontramos en el desarrollo de los modelos de elevación digital (DEM). Como parte futuro del desarrollo de nuestro trabajo, se contará con la base DEM GTOPO30, cuyas unidades verticales representan nuevamente la elevación en [*m.s.n.m.*]. Sus valores de elevación terrestre, oscilan entre -407 y 8752 [*m*] (Gesch and Greenlee, 1996).

La altitud, referida a *procesos atmosféricos*, es de suma importancia, ya que está expresamente ligada a variables de estado como la *temperatura*, *presión*, *presión de vapor*, *densidad*, entre otras. Además, las variaciones altitudinales están estrechamente ligadas al estudio de los componentes de la radiación y energía, presupuestos de humedad y la velocidad del viento, a distintas escalas.

La *estructura de la atmósfera*, está gradualmente organizada desde la superficie de la Tierra, extendiéndose en la vertical (o altitudinalmente), hasta un límite exterior definido. La diferenciación de este espacio, es de acuerdo a la medida de moléculas de gas presente. En el espacio interestelar hay un [$\frac{\text{átomo}}{\text{cm}^3}$]; y en el espacio intergaláctico hay un [$\frac{\text{átomo}}{\text{m}^3}$], definiendo una densidad de sólo 10^{-19} de la del aire.

Al describir la trascendencia que tiene la altitud en ciertas variables de estado, dedicaremos como mención el rol de la presión y la temperatura en su extensión. Sabemos que la presión cambia a medida que ascendemos con la altura. A su vez, disminuye debido a que la presencia de moléculas en el aire se hace cada vez más ínfima. La disminución de la presión con la altura no es uniforme. Es mayor cerca de la superficie, y su variabilidad, en las cercanías, es de 1 [*hPa*] cada 10 [*m*]. Cercano a los 20 [*km*], la disminución se torna más pequeña, y sobre los 100 [*km*], la presión resulta ser muy baja (3.4). En el caso de la temperatura, su medición, mediante radiosondas, ha permitido ser evaluada a grandes alturas. Como hemos reiterado, la temperatura con la altura, y en base a esta variación vertical, es que la atmósfera se ha podido dividir en 4 capas que se muestran en la figura (3.4) (Inzunza, 2014).

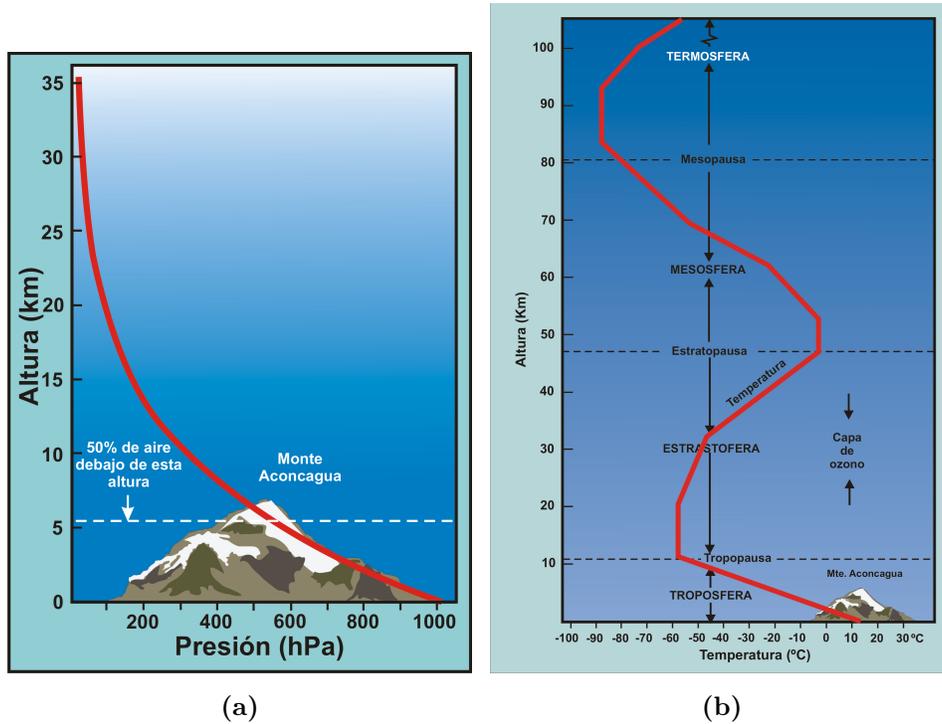


Figura 3.4: En (a), es notoria la variación de la presión con la altura. En (b), también es posible visualizar con varía la temperatura con la altura y como se subdivide la atmósfera en 4 capas. Gran parte de los fenómenos meteorológicos que afectan la superficie cercana, suceden en la *Troposfera*. **Fuente:** (Inzunza, 2014)

Es preciso señalar, que la *troposfera*, corresponde a la capa en donde las temperaturas, generalmente, decrecen con la altura. Ésta presenta una *tasa de caída* promedio de $0,65 \left[\frac{^{\circ}\text{C}}{100 \text{ m}} \right]$. El aire troposférico, que representa el 80 % de la masa de la atmósfera, continuamente es limpiado de aerosoles por gotas de nube y partículas de hielo, algunas de las cuales caen al suelo como lluvia o nieve (Wallace and Hobbs, 2006).

Pendiente y aspecto

La *pendiente* en un punto del terreno o la superficie, se define como el ángulo existente entre el vector normal a la superficie en el punto determinado y la vertical. En un modelo de elevación digital, la altitud en el entorno inmediato de un punto próximo, mediante un plano de ajuste, resulta ser: $z = a_{00} + a_{10}x + a_{01}y$. Los coeficientes a_{10} y a_{01} son deducidos y representan las derivadas primeras de la altitud con respecto a los ejes X e Y . a_{10} y a_{01} representan la tasa de cambio de la altitud respecto a los ejes X e Y respectivamente, es decir, los componentes de la *pendiente* sobre los ejes X e Y (Felicísimo, 2008).

De acuerdo a (Felicísimo, 2008), la *pendiente* κ se puede obtener a partir de los componentes del gradiente a través de la expresión:

$$\kappa = \arctan \left(\sqrt{a_{10}^2 + a_{01}^2} \right) \quad (3.4)$$

El valor de κ representa la pendiente media y es la expresión más utilizada en la práctica en el tratamiento de los modelos matriciales (Felicísimo, 2008).

La *pendiente*, así como la *orientación*, tiene efectos fundamentales sobre la radiación entrante y las condiciones de temperatura, formando parte de numerosos estudios observacionales y analíticos. La radiación presente en las pendientes, con ángulo y orientación dados, ha sido calculada para la radiación directa o global en varias latitudes por muchos autores (Geiger et al., 2003). El efecto de las pendientes, en términos de radiación neta, es especialmente complejo en vista del papel que juegan los flujos de radiación infrarroja (Barry, 2008).

La expresión que considera la radiación neta para *pendiente*, es:

$$R'_n = (S'_b + S'_d) + S_r - r' + \epsilon L'_i + \epsilon' L_b - \epsilon' L'_0 \quad (3.5)$$

- $(S'_b + S'_d)$, es la *radiación solar global* en la pendiente.
- $S_r = (S_b + S_d)\alpha \sin^2(\frac{s}{2})$, es la reflexión de onda corta en la pendiente.
- $r' = (S'_b + S'_d + S_r)\alpha'$, es la radiación de onda corta reflejada en la pendiente.
- $L'_i = L_i \cos^2(\frac{s}{2})$, emisión atmosférica a la pendiente.
- $L_{i,r} = (1 - \epsilon)L_i \sin^2(\frac{s}{2})$, es la emisión atmosférica a la superficie adyacente reflejada en la pendiente.
- $L_b = \epsilon\sigma T^4 \sin^2(\frac{s}{2})$, es el flujo infrarrojo de la superficie adyacente recibido por la pendiente.
- $L'_0 = \epsilon\sigma T'^4$, es el flujo infrarrojo de la pendiente a la temperatura T' .
- α = albedo de la superficie adyacente; α' = albedo de la pendiente.
- ϵ = emisividad (absortividad) de la superficie; ϵ' = valor para la pendiente.
- σ = constante de Stefan-Boltzmann.

Los variados componentes se ilustran en la figura (3.5). En general, $L_{i,r}$ y S_r son de importancia menor, aunque S_r adquiere relevancia en presencia de una cubierta de nieve altamente reflectante. El albedo de superficie, ϵ , para la superficie infrarroja, es típicamente 0,05-0,10. Un modelo para calcular la radiación atmosférica (L_i y $L_{i,r}$) en las zonas de montañas, es disponible (Marks and Dozier, 1979). Para aquello, se requiere de estimaciones de la temperatura del aire y la presión de vapor, así como de datos topográficos (Marks and Dozier, 1979). Además, los efectos directos del ángulo de la pendiente, la orientación de las horas del Sol, los totales de radiación, y por lo tanto, la temperatura, terminan por afectar la entrada de precipitación, la cobertura de nieve y las tasas de evaporación (Barry, 2008).

La *orientación*, en un punto, puede determinarse como el ángulo existente entre el vector que indica o señala el *norte*, y la proyección sobre el plano horizontal del vector normal a la superficie en ese punto.

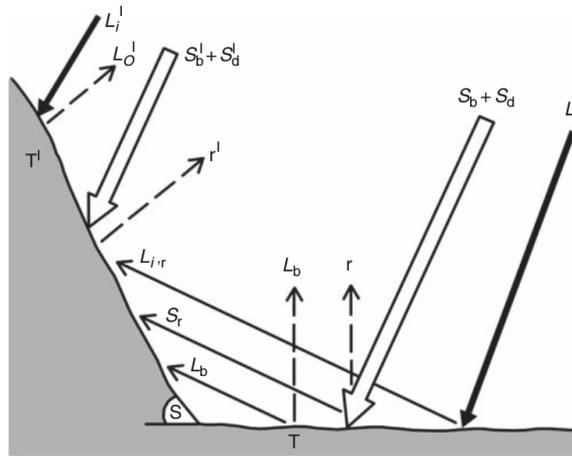


Figura 3.5: Componentes de la radiación solar e infrarroja incidente en *pendientes*. Fuente: (Barry, 2008).

Al igual que la *pendiente*, el valor de *orientación*, ϕ , se estima rectamente a partir de los valores del gradiente:

$$\phi = \arctan \left(\frac{a_{10}}{a_{01}} \right) \quad (3.6)$$

La valoración sobre las formas en la *orientación* son semejantes a las planteadas con la *pendiente* (Felicísimo, 2008).

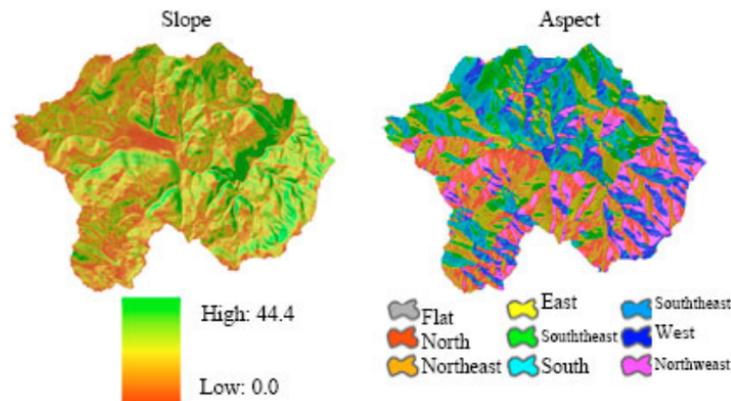


Figura 3.6: Representación mediante SIG (Sistema de Información Geográfica) tanto de la *pendiente* como de la *orientación* en la región de Marmara, Turquía. Fuente: (Tagil and Jenness, 2008).

Por otra parte, la evolución de los sistemas computacionales ha logrado la elaboración de herramientas que permiten la manipulación y representación de datos, espacialmente referenciados, conocidos como *Sistemas de Información Geográfica*, o coloquialmente, SIG. La base de un SIG es una serie de mapas digitales que permiten la representación de diversas variables, entre ellas la *elevación*, *pendiente*, *orientación*, entre otras (figura (3.6)).

3.0.6. Modelo de elevación digital GTOPO30

GTOPO30 es un modelo de elevación digital global (DEM), con una grilla horizontal espaciada de 30 *segundos de arco* (cercano a 1 [km]). El sistema de coordenadas horizontales implementadas corresponde al de grados decimales tanto de latitud como longitud, referenciados al *Sistema Geodésico Mundial 84* (WGS84). La variabilidad vertical está representada en [m] sobre el nivel del mar. Este modelo está implementado mediante varias fuentes vectoriales con información topográfica. Los archivos con información corresponden a 33 fichas pequeñas almacenadas en un formato de archivo USGS DEM⁶. Como experiencia de uso, podemos hallar evidencias en el trabajo de (Zambrano, 2011). Su utilidad fue de suma importancia, ya que la metodología de interpolación de la temperatura, incluye, en principio, el uso de este DEM para la obtención de variables como la *pendiente* y *orientación*, y posteriormente, la interpolación de los campos de temperatura. Las páginas de descarga para la obtención de información de cualquier región en particular (excluyendo ambos polos) son: http://www.webgis.com/terr_world.html (figura (3.7)) y <http://eros.usgs.gov/#/Home>.

Resolution: ~900 m, 30 arc-sec
Coverage: Global
Projection: Geographic
Datum: WGS84
Vertical Units: Meter



Click on desired area for a more detailed map

Figura 3.7: La representación de descarga de la información, asociado a zonas de estudio en particular, está señalada en la figura. **Fuente:** http://www.webgis.com/terr_world.html.

⁶El USGS DEM estándar es un formato de archivo geoespacial desarrollado por el *Departamento Geológico de Estados Unidos* para almacenar un modelo de elevación digital basado en vectores. El tipo de formato y de uso, es relativamente simple, y representa una herramienta muy útil, de alcance mundial, y de acceso libre.

3.0.7. Modelo de regresión lineal multivariable

La *regresión lineal* representa un método de análisis estadístico extensamente utilizado en diferentes áreas y disciplinas de las *Ciencias Naturales y Sociales* de acuerdo a las utilidades que otorga en torno a la construcción de análisis estructurales, pronósticos de valores, apreciación de políticas, entre otras posibilidades.

En general, un modelo de regresión se emplea para lograr una descripción y valoración de posibles relaciones existentes entre una variable llamada endógena o dependiente (Y), y una o más variables llamadas exógenas o independientes (X). Al contar con una única variable exógena, la regresión se denomina *simple*. En caso de dos o más variables exógenas, la regresión se designa *múltiple* o *multivariable*, en el caso de (3.7).

$$Y_i = \beta_0 + \beta_1 X_{i1} + \beta_2 X_{i2} + \dots + \beta_k X_{ik} + U \quad (3.7)$$

Los parámetros β son estimados, y se conocen como *estimadores de Mínimos Cuadrados Ordinarios*, en forma frecuente. Estos deben cumplir con la propiedad de ser lineales e insesgados.

El método de regresión lineal multivariable, al ser trabajado en su forma matricial, en (3.8), se tiene:

$$Y = X\beta + U \quad (3.8)$$

Y representa el vector de la variable dependiente (dimensión, $n \times 1$). X , la matriz de variables independientes (dimensión, $n \times k$). β , el vector de los parámetros β (dimensión, $k \times 1$). Y por último, U , el vector de errores (dimensión, $n \times 1$), en (3.9).

$$\begin{bmatrix} Y_1 \\ Y_2 \\ Y_3 \\ \vdots \\ Y_n \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 1 & X_{12} & X_{13} & \dots & X_{1k} \\ 1 & X_{22} & X_{23} & \dots & X_{2k} \\ 1 & X_{32} & X_{33} & \dots & X_{3k} \\ \vdots & \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ 1 & X_{n2} & X_{n3} & \dots & X_{nk} \end{bmatrix} \times \begin{bmatrix} \beta_1 \\ \beta_2 \\ \beta_3 \\ \vdots \\ \beta_k \end{bmatrix} + \begin{bmatrix} U_1 \\ U_2 \\ U_3 \\ \vdots \\ U_n \end{bmatrix} \quad (3.9)$$

La primera columna, asociada a la matriz $[Y_1 \dots Y_n]$, corresponde a los términos independientes del modelo. La ecuación permite encontrar los parámetros β , facultando la minimización de la suma de residuos al cuadrado, definiendo la siguiente expresión:

$$\beta = (X'X)^{-1}X'Y \quad (3.10)$$

La ecuación (3.10) resulta ser el *estimador de Mínimos Cuadrados Ordinarios*.

3.0.8. Variables para un modelo de regresión lineal

El modelo de regresión lineal, como apunta nuestro trabajo, considera la selección de datos climatológicos de temperatura (correspondiente al período entre 2002-2009), y una selección y análisis de variables de tipo geográficas (*latitud* y *longitud*) así como topográficas (*altura* y *pendiente*) representadas para el total de estaciones a evaluar.

(Dorji et al., 2016) estudió la variación espacial de la temperatura y la precipitación en Bután, región localizada en la cordillera de Los Himalayas, al sur de Asia. Para efectos del estudio, se contó con información de 70 estaciones meteorológicas en el período entre 1990-2011. Mediante un estudio, que consideraba el uso de un modelo regresivo lineal, y que además, contó con la utilización de variables, tales como: *latitud*, *longitud*, *altura*, *pendiente* y *aspecto*.

La *tasa de caída* de la temperatura (disminución con la altura) se calculó mediante regresión lineal de la climatología de la temperatura con respecto a las elevaciones de las estaciones consideradas:

$$T_i = \alpha + \beta E_i + \varepsilon_i \quad (3.11)$$

Donde T_i representa la temperatura media mensual [$^{\circ}\text{C}$], E_i representa la altura de la estación i en [m], α representa el valor de intercepción, β corresponde al valor de pendiente y ε_i representa un término de error.

En el caso de la ecuación desarrollada mediante modelos lineales mixtos, y que permitieron estimar la temperatura media mensual y estacional a través de Bután se tiene:

$$T_{ij} = \beta_0 + \beta_0 E_i + \beta_1 (\text{Latitud})_i + A_i + B_j \quad (3.12)$$

Donde T_{ij} representa la temperatura media mensual para la estación i en el año j en [$^{\circ}\text{C}$], E_i representa la altura o elevación de la estación i , $(\text{Latitud})_i$ representa la latitud de la estación i , β_0 y β_1 son coeficientes y, A_i y B_j representan efectos aleatorios de la estación y el año, respectivamente.

Las variables topográficas y geográficas, tales como *altura*, *pendiente* y *aspecto*, utilizadas en los resultados de la temperatura, se derivaron, para el trabajo de (Dorji et al., 2016), del conjunto de datos GDEM de Aster, cuya resolución horizontal corresponde a 30 [m]. De igual forma, la temperatura fue mapeada a una resolución de 30 [m].

En el caso de (Rolland, 2003), el modelo de regresión lineal considerado para la evaluación de la temperatura media mensual, fue:

$$T_{ijk} = A_{ijk}(\text{Altura}) + B_{ijk} \quad (3.13)$$

Los parámetros correspondientes son: T_{ijk} equivale a la temperatura del aire en [°C], modelada por la ecuación (3.13); Altura equivale a la elevación sobre el nivel del mar (10^2 [m]); i equivale a temperatura mínima, media y máxima (3 parámetros de temperatura); j equivale al índice mensual (desde enero a diciembre), k equivale a 4 conjunto de datos, combinando el área y los grupos de situación topográfica, es decir, posición de fondo del valle o pendiente (FV/P)⁷. Para cada ecuación, 2 coeficientes fueron computados: $A_{ijk} = \text{tasa de caída}$ (parámetro i para temperatura, y mensual j) [$\frac{^\circ\text{C}}{100 \text{ m}}$] y $B_{ijk} = \text{temperatura al nivel del mar}$ ([°C]; 0 m).

En el caso de (Zambrano, 2011), la ecuación utilizada para la regresión lineal multivariable, y por ende, la reconstrucción del campo interpolado de temperatura es:

$$T(t) = \beta(t)(\text{Longitud}) + \gamma(t)(\text{Altura}) + \sigma(t)(\text{Pendiente}) \quad (3.14)$$

Los parámetros $\beta(t)$, $\gamma(t)$ y $\sigma(t)$, dados por la ecuación (3.14), representan los coeficientes de variabilidad de *longitud*, *altura* y *pendiente* que genera la regresión lineal multivariable. Al respecto, esta ecuación es determinante y consecutiva como parte de nuestro estudio.

3.0.9. Estadística de validación

La comprobación y validación de los resultados de temperatura, otorgados tanto por los archivos de salida del modelo WRF, así como los estipulados por el modelo interpolación espacial, serán verificados con los datos in-situ de las estaciones. Esto se realizará mediante análisis de correlación y verificación de errores. La correlación se efectuará a través de una correlación de Pearson, ecuación dada de la siguiente manera:

$$R(A, B) = \frac{\text{cov}(A, B)}{\sigma_A \sigma_B} \quad (3.15)$$

Donde A y B representan las series o variables confrontadas, σ_A y σ_B , representan las desviaciones estándares de ambas variables. En el caso del coeficiente de determinación, R^2 , representa la proporción de variación explicada por la regresión, estableciendo una medida relativa del grado de asociación lineal entre A y B .

⁷De acuerdo a (Rolland, 2003), las categorías de datos de temperatura fueron divididas en dos grupos: *fondo de valle* y *pendiente*. El *fondo de valle* es definido como sitios localizados en situaciones planas o cóncavas tales como *valles*, *depressiones*, *cuencas*, *talwegs*, *estaciones ribereñas* o *llanuras planas*. Por otro lado, las *pendientes* fueron definidas como lugares convexos, como *laderas* o *colinas*.

El estudio de errores está determinado por dos estadísticos simples: la raíz el error cuadrático medio (siglas en inglés, RMSE) y el error porcentual medio absoluto (EPMA).

Para obtener el RMSE, primero hay que expresar la ecuación del *error cuadrático medio*:

$$ECM = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (\bar{y}_i - y_i)^2 \quad (3.16)$$

Y la expresión para la *raíz del error cuadrático medio* es:

$$RMSE = \sqrt{ECM} \quad (3.17)$$

Y en el caso, del *error porcentual medio absoluto*, cuya finalidad es medir el tamaño de error en términos porcentuales, se tiene:

$$EPMA = \frac{100}{n} \sum_{i=1}^n \left[\frac{|\bar{y}_i - y_i|}{|y_i|} \right] \quad (3.18)$$

Donde, \bar{y}_i representa la serie pronosticada, y_i la serie observada y n representa el número total de puntos.

Capítulo 4

Modelo numérico de predicción meteorológica

La *predicción meteorológica numérica* hace plena referencia a los sistemas que usan datos meteorológicos actuales para alimentar modelos *físico-matemáticos* atmosféricos, con el fin de representar, de forma próxima, el comportamiento de un medio estudiado (Muñoz, 2015). A través de los años, el uso de sofisticados ordenadores, ha permitido la realización de simulaciones implementado modelos que admiten cálculos en tiempo real. Algunos de los modelos de predicción, tanto a escala global y regional, son utilizados para pronósticos en países del mundo entero. Además, un aspecto fundamental de la utilización de estos modelos, es el gran interés que suscita comprender y analizar el cambio climático existente sobre la Tierra (Lo et al., 2008).

Los modelos, cuando dan la posibilidad de acotar un área de estudio, son conocidos como modelos regionales. Como ejemplo, se tiene el modelo climático regional PRECIS (Providing Regional Climates for Impacts Studies), cuya aplicación permite la proyección de distintos escenarios climáticos a futuro. En efecto, el modelo estima el impacto del cambio climático definido en cada escenario (Garreaud and Fuenzalida, 2007). El modelo regional MM5 (Fuenzalida, 2007) también se caracteriza por efectuar simulaciones de eventos meteorológicos. Mientras que, ante fenómenos oceánicos, el modelo ROMS (Shchepetkin and McWilliams, 2005) permite la obtención de campos de corrientes marinas forzados por vientos y mareas; o detección de cambios en la circulación debido a gradientes de temperatura y salinidad (indicadores del estado del fenómeno ENOS) (Muñoz, 2015).

Para efectos de este trabajo, se ha considerado el modelo WRF (Weather Research and Forecasting) (Skamarock and Klemp, 2008), eficaz herramienta de simulación atmosférica, capaz de realizar reconstrucciones de temperatura, precipitaciones, radiación, humedad, entre otros parámetros. A la vez, desarrolla resultados tanto de pronósticos meteorológicos, a partir del desempeño de los modelos globales, así como de escenarios climatológicos futuros.

Ante esto, el *modelo climático global* proporciona tanto las condiciones de contorno lateral, así como

el forzamiento en el interior del modelo. Las condiciones de borde de un modelo general de circulación son requeridas para la obtención de información de datos de precipitación y temperatura dinámicamente escalonados (conocido comúnmente como *downscaling*) (figura (4.1)). Ante esta acción de escalonamiento, se busca un aumento de la resolución espacial y temporal de un área definida, característica fundamental de los modelos regionales. A esta área previamente definida denominaremos como *dominio*, la cual se encuentra restringida por condiciones de borde e iniciales (referida a salidas de modelos globales). En resumen, se intenta obtener resultados en un modelo regional a alta resolución, a partir de información de un modelo global de baja resolución.

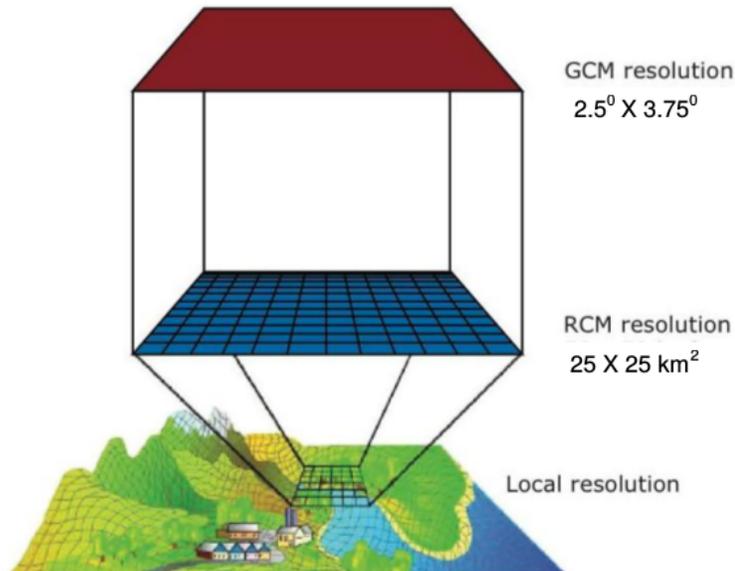


Figura 4.1: Ejemplo de un escalonamiento (*downscaling*) dinámico. Fuente: (Goyal, 2013).

4.0.10. Modelo WRF-ARW

El modelo WRF es un sistema de predicción numérico, de mesoescala, del tiempo atmosférico. Su desempeño se da tanto en el área de la investigación científica así como en la predicción (pronóstico meteorológico). Este modelo permite una amplia gama de aplicaciones meteorológicas con espacios enmallados horizontales de unos pocos de kilómetros. El esfuerzo por desarrollar WRF, comenzó a finales de la década del 90, y correspondió a una colaboración entre el Centro Nacional de Investigación Atmosférica (NCAR), la Administración Nacional Oceánica y Atmosférica (representada por el Centro Nacional de Predicción Ambiental (NCEP)) y otras entidades. Cabe destacar que el modelo WRF comparte muchas cosas del modelo MM5 (Grell et al., 1994), pero que está programado de una forma mucho más estructurada y modular. Además, tanto el modelo MM5 como WRF, son de carácter público a nivel mundial. Para efectos de este estudio, se ha dispuesto del sistema WRF-ARW (Advanced Research WRF Solver), permitiendo la resolución de ecuaciones que describen la dinámica atmosférica. ¹

¹La otra forma (o sistema) que permite resolver las ecuaciones que gobiernan la dinámica atmosférica es el *Nonhydrostatic Mesoscale Model* (WRF-NMM), impulsado por NCEP.

4.0.11. Representación del modelo WRF-ARW

Parte del estudio realizado tiene su aplicación en el método WRF-ARW (versión 3.5), el cual determina las ecuaciones primitivas de la atmósfera en una forma implícita mediante un sistema de coordenadas Euleriano (Skamarock and Klemp, 2008). Este sistema considera un observador fijo respecto a la tierra y representa el tipo de coordenadas más características en los modelos atmosféricos. Por lo tanto, las ecuaciones primitivas son resueltas dentro de un sistema de coordenadas fijas, y con las posibilidad de fragmentar el área de estudio en grillas horizontales y verticales, para intervalos de tiempo concretos (Muñoz, 2015). Además, resulta ser un modelo conservativo para variables de tipo escalar, y no hidrostático. Esto permite que la fuerza del gradiente de presión no esté en equilibrio con la fuerza de gravedad, favoreciendo el libre movimiento de las parcelas de aire y posibilita la generación de convección y ascenso orográfico, entre otros (Muñoz, 2015).

Coordenada vertical sigma

El modelo WRF hace uso de ésta coordenada, permitiendo seguir los bordes del terreno. Su representación está dada de la siguiente forma:

$$\eta = \frac{P_h - P_{ht}}{\mu} \quad (4.1)$$

donde $\mu = P_{hs} - P_{ht}$

La variable P_h representa la componente de la presión hidrostática. P_{hs} y P_{ht} representan tanto la presión en superficie (1013,15 [hPa]) así como la presión al tope de la atmósfera (cuyo valor habitual es de 50 [hPa], y para efectos del modelo). P_{ht} corresponde a un valor constante y η disminuye monótonicamente desde un valor 1 en superficie, a 0 en el límite superior del dominio del modelo. En definitiva, esta definición no hace más que representar la comúnmente conocida *coordenada vertical* σ , utilizada en muchos modelos atmosféricos hidrostáticos (Skamarock and Klemp, 2008). Por consiguiente, se tiene:

$$\sigma = \frac{P_h - P_{ht}}{P_{hs} - P_{ht}} \in [0, 1] \quad (4.2)$$

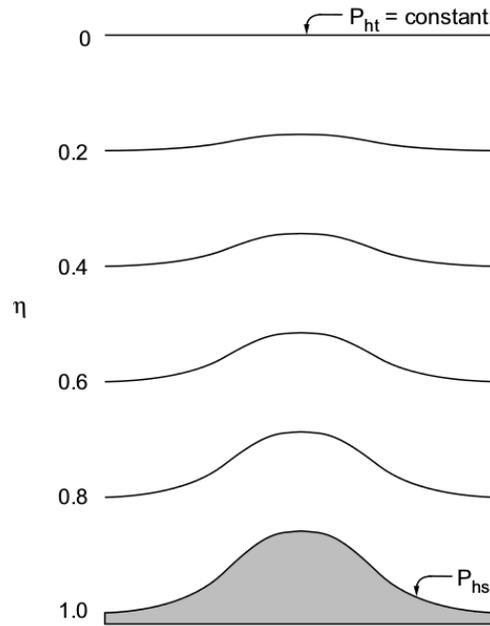


Figura 4.2: Esquema del terreno que sigue la coordenada vertical σ , y sus respectivos niveles. **Fuente:** (Skamarock and Klemp, 2008).

Grilla de Arakawa y discretización del tiempo

El modelo WRF utiliza una grilla tridimensional Arakawa-C sobre un sistema de coordenadas cartesianas, situando las componentes de la velocidad horizontal (u, v) y vertical (w) en el punto medio de cada arista que tiene el recuadro (figura (4.3)). La componente u se orienta en dirección *oeste-este*, la componente v en dirección *sur-norte*, y por último, la componente w , en dirección vertical (Muñoz, 2015).

La simulación genera soluciones que se ubican en cada uno de los vértices de la cuadrícula a distancias Δx y Δy , equidistantes al punto central, y definiendo la resolución horizontal del modelo.

En el caso de la discretización de temporal, el método de integración utilizado es el de Runge-Kutta de 3° orden (RK3), Este método permite integrar un conjunto de ecuaciones diferenciales ordinarias (Skamarock and Klemp, 2008) resultando preciso para ecuaciones de tiempo lineales de frecuencia.

4.0.12. Física del modelo WRF

El modelo WRF permite la resolución de las ecuaciones primarias de la física, tales como: *ecuación de conservación de la masa, del momentum y de la energía*. Ellas describen el comportamiento de la atmósfera, de ahí que también se intenten explicar los fenómenos que se producen en su interior. Las distintas presunciones, sobre las ecuaciones primitivas, permiten originar variadas parametrizaciones de fenómenos acaecidos en la atmósfera, estableciendo comportamientos físicos heterogéneos. (Skamarock and Klemp, 2008).

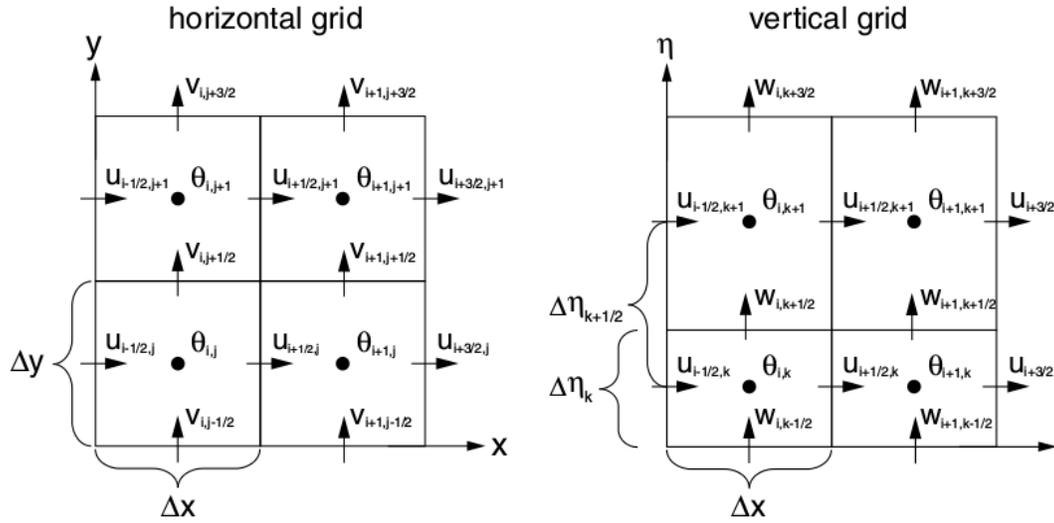


Figura 4.3: Grilla Arakawa-C en su descripción horizontal (izquierda) y vertical (derecha). (u, v) corresponde a la componente de la velocidad horizontal y w a la componente de la velocidad vertical. **Fuente:** (Skamarock and Klemp, 2008).

El empleo de distintas suposiciones sobre las ecuaciones, da origen a diferentes formas de parametrizar los fenómenos que acontecen en la atmósfera, permitiendo realizar cambios en la física del modelo y además, establecer la posibilidad de interacción entre sí, de forma unidireccional, por ejemplo, los cúmulos sobre la microfísica; o bidireccional, como sucede entre la superficie y la capa límite planetaria (figura 4.4).

- **Microfísica:** considera las distintas transformaciones que adquiriría el vapor de agua en la atmósfera. Las distintas microfísicas perfectamente permiten diferenciar entre una precipitación líquida así como una sucesión de eventos más complejos, como son la lluvia, nieve o granizo, en dispares elevaciones. Por lo cual, las distintas microfísicas, buscan representar de la forma más verídica las condiciones atmosféricas, antes mencionadas, para un dominio previamente concebido. Entre las diversas microfísicas se cuentan (Thompson et al., 2008) y WSM5 (Hong et al., 2004).
- **Parametrización de cúmulos:** responsable de efectos asociados a nubes convectivas o superficiales, permitiendo la presencia de flujos verticales exigidos por corrientes ascendentes y descendentes, generando la aparición de perfiles verticales de humedad y calor. Entre los variados esquemas, mencionamos el de Kain Fritsch (Kain, 2004) y Betts-Miller-Janjić (Janjić, 1994).
- **Física de la superficie:** la utilización de parametrizaciones respecto a la superficie terrestre en múltiples niveles, va desde modelos térmicos sencillos a otros de mayor complejidad. Estos últimos consideran factores como la humedad y calor del mismo suelo, que influyen en el cierre del balance energético, necesario para la capa límite planetaria. Entre los esquemas conocidos destacan Thermal Diffusion (Dudhia, 1996) y Unified-Noah (Tewari et al., 2004).
- **Física de la capa límite planetaria:** es toda la parametrización acontecida entre la superficie y

la atmósfera, incluyendo la fricción del suelo. Dentro de los esquemas considerados se cuentan el de YSU (Hong et al., 2006) y Mellor-Yamada-Janjić (Janjić, 1994).

- **Física de la radiación atmosférica:** este esquema permite modelar tanto la radiación de onda corta como larga, considerando la multiplicidad de bandas espectrales. Puede ser aquejada por la nubosidad como por flujos de superficie. Además permite la interacción con gases de la atmósfera (dióxido de carbono, ozono, entre otros) en cantidades constantes. Esquemas de consideración son: CAM (Collins et al., 2004) y RRTMg (Iacono et al., 2008).

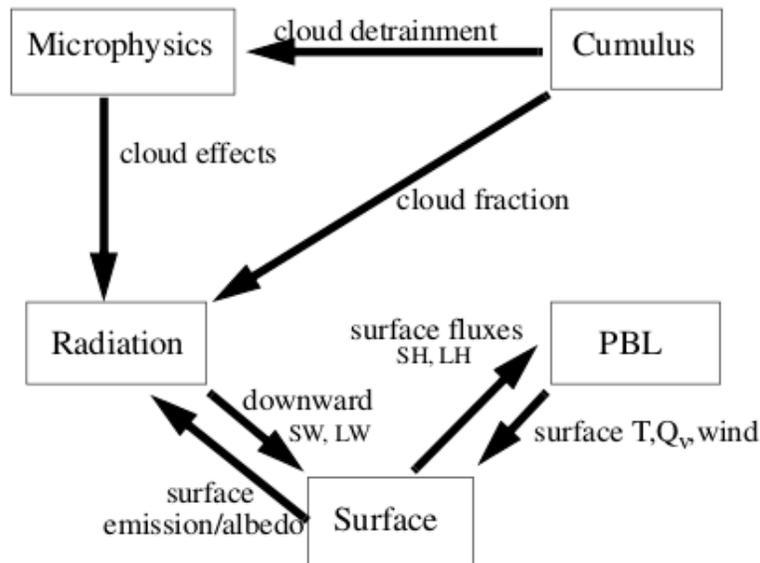


Figura 4.4: Interacción y parametrización de un modelo físico dado por WRF. Fuente: (Dudhia et al., 2005).

4.0.13. Desarrollo de simulación

Las simulaciones o pronósticos en WRF son posibles gracias al ingreso de condiciones iniciales y de borde. Estas condiciones son otorgadas mediante información de modelos meteorológicos globales. Para efectos del trabajo desarrollado, se ha utilizado el modelo global FNL (suministrado por NCEP) cuyas condiciones iniciales son cada 6 horas.

Previo a la simulación, el modelo WRF está tipificado en distintas secciones de ejecución que se expondrán de manera siguiente.

WPS (WRF Preprocessing System)

Representa el *pre-procesamiento* del modelo. Constituido en línea por tres programas que en cúmulo ajustan las condiciones iniciales y de borde para la respectiva simulación (la documentación queda expuesta en un texto de nombre *namelist.wps*). La secuencia de programas es de la siguiente manera.

- **Geogrid:** este programa realiza la interpolación de datos topográficos (GTOPO30) respecto a la cuadrícula del modelo. La selección del área de estudio se realiza mediante un *dominio* y sus respectivos anidados.
- **Ungrib:** este programa permite desenvolver las *condiciones iniciales* provenientes del modelo global (FNL) en un formato particular.
- **Metgrid:** este programa realiza la interpolación horizontal respecto a la cuadrícula establecida en Geogrid.

ARW (Advanced Research WRF)

Representa el sistema en donde son resueltas las ecuaciones primitivas de WRF permitiendo las parametrizaciones respectivas del modelo (la documentación queda expuesta en un texto de nombre *namelist.input*).

- **Real:** este programa realiza la interpolación vertical de la cuadrícula de acuerdo a las coordenadas sigmas definidas.
- **WRF:** este programa ejecuta la simulación matemática según lo dispuesto en todos los pasos anteriores.

Capítulo 5

Metodología

5.1. Simulación WRF

De acuerdo a esta sección del trabajo, se formulará la metodología de la modelación en WRF, considerando que esta secuencia de pasos fue propicia en la concreción de la simulación de estudio. Además, como desarrollo posterior, se formulará el trabajo respectivo para la regresión lineal multivariable para la temperatura y sus casos representativos.

5.1.1. Pre-procesamiento

La selección y delimitación de un *dominio* para nuestra área de estudio es la primera acción a realizar. La utilización de un *modelo de elevación digital*, en este caso GTOPO30¹, definirá la resolución topográfica, cuyo valor en este caso es de 30'', y representa una grilla dada por el sistema. Por ende, mediante un ejecutable de proceso, llamado *geogrid.exe*, se obtiene una grilla geográfica como base del modelo. De acuerdo a la figura (5.1), nuestra área de estudio comprenderá la cuenca del río Baker así como Campo de Hielo Norte dentro de sus dimensiones. El *downscaling* realizado contempla una reducción mediante dos dominios anidados. Al tener los distintos dominios establecidos, el modelo exige de que a cada uno de ellos se le otorgue una resolución espacial específica. El dominio **D1** está representado por una grilla de dimensión 118×118, en que la distancia o resolución horizontal a través de cada punto es de 31,5 [km]. Un segundo dominio, **D2**, cuya grilla es de dimensión 104×104, y su resolución horizontal es de 13,5 [km]. Y por último, el dominio concerniente a la zona de estudio, **D3**, representado por una grilla de dimensión 92×92 y cuya resolución horizontal es de 4,5 [km]. Asimismo, se define el tipo de proyección cartográfica de la simulación sobre un plano, siendo esta del tipo Mercator.

¹http://www.webgis.com/terr_world.html

De acuerdo a la descripción de la atmósfera, los niveles verticales utilizados corresponde a 28, los cuales vienen configurados por defecto.

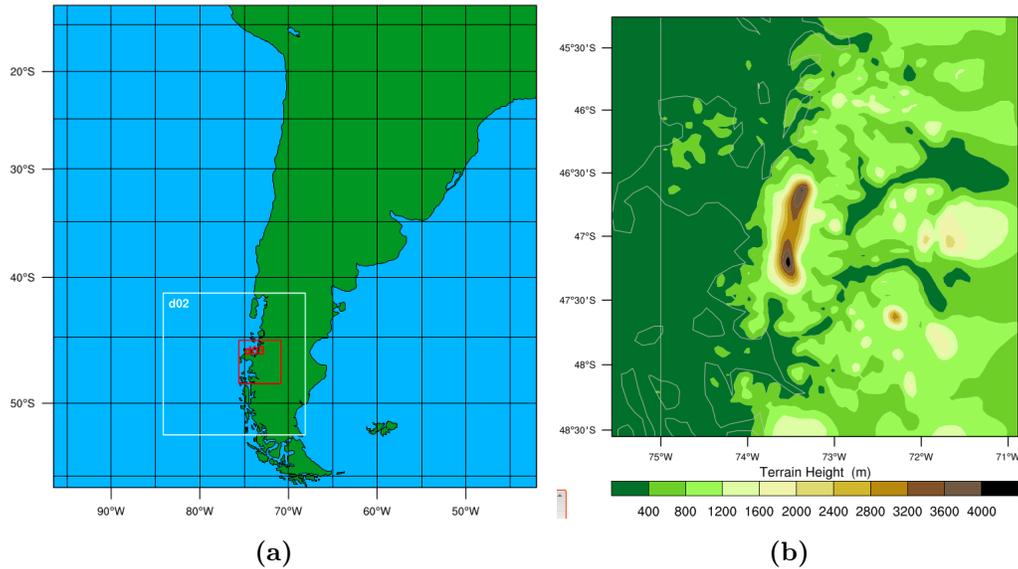


Figura 5.1: Visualización de los dominios generados por WRF. En (a) podemos ver los dominios D1, D2 y D3. Además es distinguible el *escalonamiento* respectivo. En (b) se muestra el dominio de estudio, **D3**, resuelto para el trabajo posterior. **Fuente:** Elaboración propia.

El período de la simulación, corresponde a 8 años y 13 días, cuya fechas correspondientes son entre el 19 de diciembre de 2001 y el 31 de diciembre de 2009. Respecto a la fecha de inicio, se consideraron 13 días hábiles para que parte de la simulación quedará como período transiente, permitiendo al modelo adaptarse a las condiciones de entrada y poder alcanzar su estabilidad numérica. En efecto, el trabajo de análisis recae entre las fechas 01 de enero de 2002 y 31 de diciembre de 2009.

Las condiciones iniciales seleccionadas para el modelo en ejecución corresponden a archivos FNL (NCEP) cuya resolución temporal es de 6 horas y una resolución espacial de $0,5^\circ$. La simulación también contó con la adhesión de archivos de *temperatura superficial del mar* diarias, que cuentan a su vez con una resolución espacial de 1° . Mediante el ejecutable *ungrib.exe* todos estos archivos (FNL y temperatura superficial del mar) son confeccionados dentro de un formato genérico y luego interpolados horizontalmente dentro del área de estudio, mediante el ejecutable *metgrid.exe*.

La configuración del modelo ha permitido delinear el área de estudio tanto horizontal como verticalmente. La nueva etapa del desarrollo de ejecución del modelo contempla la selección de los parámetros físicos adecuados, los cuales permitirán dar una aproximación física a las circunstancias reales del fenómeno. Para mayor información remitirse al cuadro (5.1).

Para esta simulación se ha realizado una única configuración física para la obtención de la temperatura. Los parámetros físicos fueron obtenidos del trabajo de (Villaruel et al., 2013), en donde se aplicó el modelo WRF sobre la misma zona de trabajo de la cuenca del río Baker y Campo de Hielo Norte, cuya resolución horizontal aplicada es de $5 [km]$ y 48 niveles verticales o sigma. El trabajo de (Villaruel et al., 2013) se realizó sobre un período de 11 años (2000-2010).

Característica	Especificación
Modelo	WRF-ARW v3.5
Dominio 1 (D1)	118×118 x/y
Dominio 2 (D2)	104×104 x/y
Dominio 3 (D3)	95×95 x/y
Resolución horizontal	31,5/13,5/4,5 km D1/D2/D3
Resolución vertical	28 (3 dominios) niveles verticales FNL
Resolución topográfica	30 s/30 s/30 s D1/D2/D3
Condiciones de borde	FNL(Grib2); 6 horas
Período de simulación	19-12-2001 (00:00 UTC)/31-12-2009 (00:00 UTC)
Proyección	Mercator

Cuadro 5.1: Características generales de la configuración de la simulación de WRF.

Las parametrizaciones seleccionadas fueron escogidas de acuerdo al trabajo de (Villarreal et al., 2013) y de acuerdo al cuadro (5.2), éstas corresponden a:

- El esquema de *Thompson* (Thompson et al., 2008), representa bien los hidrometeoros de agua líquida, nieve, graupel y hielo. Además, permite de mejor forma los ajustes de condensación y congelación mediante interacción, y cuantifica la presencia de núcleos de hielo. No obstante, el esquema también mejora el resultado, solamente en combinación con una resolución bajo los 2 [km].
- El esquema de radiación de onda larga (RRTM), incluye aspectos relativos a radiación térmica e infrarroja, absorbidas tanto por la superficie y gases atmosféricos. Este esquema está basado en el modelo MM5, y posee un esquema de banda espectral desarrollado mediante un método de distribución-K (Dudhia, 2014).
- El esquema de radiación de onda corta (Dudhia), cuando es utilizado para simulaciones en alta resolución, se consideran efectos de pendiente y sombra. Considera una integración descendente simple que permite de manera eficiente, para nubes y cielo despejado, la absorción y dispersión (Dudhia, 2014).
- La capa límite planetaria (QNSE), (Sukoriansky et al., 2005), es un esquema de cierre local de orden uno y medio. Tiene una opción de predicción de energía turbulenta cinética que utiliza una nueva teoría para regiones estratificadas establemente.
- En el esquema para la física de superficie (5 layer thermal diffusion), las capas del suelo tienen un grosor de 16 [cm], y los requerimientos energéticos incluyen radiación, flujo de calor latente y sensible (Dudhia, 2014).
- Y por último, el esquema de parametrización de cúmulos (Betts-Miller-Janjić) ha sido utilizado para la predicción de ciclones tropicales (Baik et al., 1990). Este esquema intenta llevar a las columnas atmosféricas hacia un equilibrio de estabilidad neutra a través de los efectos producidos por la convección.

Parametrización	Selección
Microfísica	Thompson
Radiación de onda larga	RRTM
Radiación de onda corta	Dudhia
Capa límite planetaria	QNSE
Superficie de terreno	5 layer thermal diffusion
Cumulus	Betts-Miller-Janjić scheme

Cuadro 5.2: Parametrizaciones requeridas.

5.1.2. Post-procesamiento

Al haber finalizado la simulación, se extrajo la variable temperatura a 2 metros (**T2**). Además, para efectos de la regresión lineal multivariable, se ha extraído el dato de salida *altura del terreno* (**HGT**), correspondiente a la misma base GTOPO30, generada por el modelo WRF, pero cuya resolución horizontal corresponde a 4,5 [km], representativo del tercer dominio, **D3**.

En base a la temperatura a 2 metros, extraída del modelo, se generaron las climatologías correspondiente a 8 estaciones, las cuales serán visualizadas en la sección (5.2.2). En consecuencia, las climatologías de estas 8 estaciones, serán comparadas a las climatologías de estas mismas estaciones, representadas por sus valores in-situ.

5.2. Estimación de la temperatura mediante RLM

5.2.1. Datos

Para efectos del trabajo de *regresión lineal multivariable*, se ha considerado la base HGT, correspondiente a las salidas de altura del modelo WRF, cuya resolución horizontal corresponde a 4,5 [km], y a partir de ella, se ha obtenido la variable *pendiente* del terreno.

En el caso de los datos observacionales locales, representados en 19 estaciones in-situ en la zona (tabla (8.6)), el total de estaciones que albergan información de temperatura, son 12. Estos datos vienen descritos de forma diaria. Reportes y características de procedencia quedan expuestos en la misma tabla (8.6).

En terminos de comparación y validación con los datos observacionales locales, se utilizarán las temperaturas respecto a las salidas *wrfout*, generadas por el modelo WRF. Esta información de temperatura, del modelo WRF, se ha generado en forma horaria.

5.2.2. Validación y corrección de temperaturas WRF

La secuencia de validación entre los datos de observación local y la información de salida del modelo WRF, quedará expuesta de la siguiente forma. De acuerdo a las dimensiones de la grilla WRF, en este caso del tercer dominio anidado, **D3**, permitiría la obtención de información, para su posterior comparación y validación, de 8 estaciones meteorológicas solamente (figura (5.2) y cuadro (5.3)). El total de información de estaciones in-situ es representativa para gran parte de la misma Región de Aysén. En cambio, las dimensiones del tercer dominio del modelo WRF, especifica las áreas de la cuenca del río Baker y Campo de Hielo Norte, excluyendo muchas de las estaciones localizadas en latitudes mayores (en este caso, las 4 estaciones descartadas). Ésta exclusión de estaciones se debe a que el dominio **D3** fue reducido en su tamaño con el fin de destacar las áreas ya mencionadas.

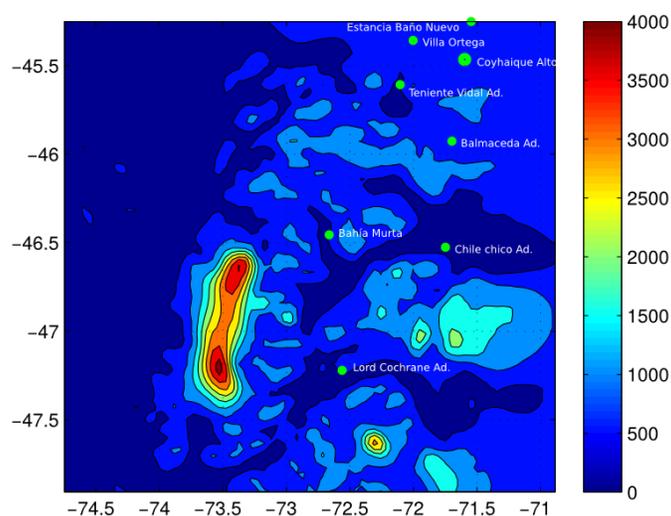


Figura 5.2: Dimensiones definidas para el dominio 3, **D3**, y las 8 respectivas estaciones inscritas en la grilla WRF, y comparables a estaciones observacionales locales. Dentro de las dimensiones, y de acuerdo al DEM, es posible la visualización tanto de Campo de Hielo Norte como de la cuenca del río Baker. **Fuente:** Elaboración propia.

Estación	Ubicación in-situ	Ubicación WRF	Altura [m]
Coyhaique Alto	lat: -45,4803	lat: -45,4653	<i>in-situ</i> : 730
	lon: -71,6044	lon: -71,5959	<i>WRF</i> : 802
Estancia Baño Nuevo	lat: -45,2669	lat: -45,2508	<i>in-situ</i> : 700
	lon: -71,5292	lon: -71,5450	<i>WRF</i> : 856
Villa Ortega	lat: -45,3719	lat: -45,3582	<i>in-situ</i> : 550
	lon: -71,9822	lon: -72,0028	<i>WRF</i> : 949
Lord Cochrane Ad.	lat: -47,2444	lat: -47,2208	<i>in-situ</i> : 196
	lon: -72,5861	lon: -72,5623	<i>WRF</i> : 629
Chile Chico Ad.	lat: -46,5436	lat: -46,5254	<i>in-situ</i> : 328
	lon: -71,7089	lon: -71,7485	<i>WRF</i> : 252
Teniente Vidal Ad.	lat: -45,5939	lat: -45,6078	<i>in-situ</i> : 310
	lon: -72,1086	lon: -72,1045	<i>WRF</i> : 476
Balmaceda Ad.	lat: -45,9125	lat: -45,9271	<i>in-situ</i> : 520
	lon: -71,6933	lon: -71,6976	<i>WRF</i> : 603
Bahía Murta	lat: -46,4619	lat: -46,4553	<i>in-situ</i> : 240
	lon: -72,6686	lon: -72,6640	<i>WRF</i> : 519

Cuadro 5.3: Tabla que exhibe las estaciones comparativas otorgadas tanto por el modelo WRF, como las de carácter observacional. Además, se logrará apreciar la ubicación y altura de las estaciones para el trabajo comparativo.

En efecto, la validación contempla el uso de la correlación de Pearson, el cual permite distinguir el grado de relación entre las series de tiempo. Además, un análisis de error que considera la raíz del error cuadrático medio ($RMSE$) y un error porcentual medio absoluto ($EPMA$).

En el caso de la corrección, se han seleccionado 8 estaciones con información in-situ, así, como el equivalente de las mismas 8 estaciones obtenidas de las salidas *wrfout* (figura (5.2)). La *corrección de ajuste* es realizada para los datos WRF con el fin de aproximarlos tanto en *media* como en *amplitud*, respecto a los datos in-situ (tabla (5.3)). Por lo tanto, la corrección dada para las temperaturas WRF, está dada de la siguiente manera

$$T_{WRF_corregidas} = [T_{WRF_total} - \mathbf{media}(T_{WRF_total})] * R_{std} + \mathbf{media}(T_{WRF_total}) \quad (5.1)$$

Donde la variable T_{WRF_total} , representa el total de temperaturas (correspondientes a las 5929 estaciones virtuales de la grilla WRF); R_{std} representa un coeficiente de incremento de la amplitud para $T_{WRF_corregidas}$ (5.3). Además, las $T_{WRF_corregidas}$, también se les suma un Δ designado, que permitiría equiparar un poco más las climatologías de la temperatura WRF, a tratar:

$$T_{WRF_corregidas} = [T_{WRF_total} - \mathbf{media}(T_{WRF_total})] * R_{std} + \mathbf{media}(T_{WRF_total}) + \Delta \quad (5.2)$$

Como es necesario corregir las amplitudes de los datos WRF, con el fin de equiparlas a las amplitudes de los datos in-situ, ésto se hará mediante la razón entre las sumatorias de las *desviaciones estándares* entre datos in-situ y sus homólogos WRF (5.2). Esta razón es multiplicada a los datos $T_{WRF_corregidas}$. De esta forma queda la corrección efectuada para su posterior regresión lineal.

$$R_{std} = \frac{\sum_{i=1}^8 std(T_{in-situ})}{\sum_{i=1}^8 std(T_{WRF})} \quad (5.3)$$

Donde $T_{in-situ}$ representa el valor de temperatura correspondiente a las 8 estaciones in-situ seleccionadas, y T_{WRF} a las mismas 8 estaciones relativas de WRF.

En consecuencia, R_{std} estaría representado por el valor:

$$R_{std} = 2,0360 \quad (5.4)$$

R_{std} lo representaremos como **R1**=2,0360. Además, como forma de evaluar un caso de prueba consideraremos un **R2** arbitrario, cuyo valor será 2,7000. Esto responde a una necesidad de mejorar o adecuar un mejor ajuste en la *amplitud* de las climatologías.

En el caso del valor obtenido para Δ , está representado de la siguiente manera:

$$\Delta = \text{media} [\text{media}(T_{in-situ})] - \text{media} [\text{media}(T_{WRF})] \quad (5.5)$$

Por lo tanto, el valor correspondiente a Δ es:

$$\Delta = 1,5765 \quad (5.6)$$

5.2.3. Regresión lineal multivariable para la temperatura

La regresión lineal multivariable se definirá de acuerdo a una serie de variables independientes que conforman la caracterización topográfica y geográfica de la región de estudio. Dentro de las *variables topográficas* se tienen la *altura*, obtenida de la salida del modelo WRF, a 4,5 [km] de resolución horizontal. A partir de ella, se adquiere la *pendiente*. Respecto a las *variables geográficas*, se cuenta con las coordenadas geográficas, *latitud* y *longitud*, expresadas en grados decimales. La variable dependiente, representada por las temperaturas de las estaciones, corresponde a las climatologías (escenificadas para el período 2002-2009). Es de consideración mencionar que dentro de los datos in-situ no hay estaciones descritas en alturas superiores a 1000 [m], representativas para el período de estudio, sólo se cuenta con la información climatológica, para el período 2013-2015, de la estación Campo de Hielo Norte en Glaciar San Rafael (figura 1.4 (c)).

De acuerdo a (Zambrano, 2011), las variables independientes que tienen un mayor cometido (explican en conjunto más del 90 % de la varianza de la temperatura y presentan p-valor (t-student) inferior a 0,005) resultarían ser: *longitud*, *altura* y *pendiente*. Por lo tanto la expresión que relacionaría climatológicamente la temperatura, reuniendo las variables antes mencionadas, sería la siguiente:

$$T(t) = \alpha_1(t) (\text{longitud}) + \alpha_2(t) (\text{altura}) + \alpha_3(t) (\text{pendiente}) \quad (5.7)$$

Los coeficientes α_1 , α_2 y α_3 representan los coeficientes generados por la regresión lineal y expresados en cálculos mensuales.

Para efectos de corroboración y prueba, también se ha considerado la incorporación de la variable *latitud*, a la expresión anterior:

$$T(t) = \beta_1(t) (\text{latitud}) + \beta_2(t) (\text{longitud}) + \beta_3(t) (\text{altura}) + \beta_4(t) (\text{pendiente}) \quad (5.8)$$

Al verse adherida la *latitud*, la ecuación interpoladora permite referenciar geográficamente una estación

a diferencia de la expresión anterior, otorgando la posibilidad de acceder a dos estaciones en particular, la estación *Aeropuerto El Calafate, Argentina* y estación *Punta Arenas*. Estas dos estaciones se encuentran fuera de nuestro dominio de estudio, pero resulta de interés corroborar el alcance de predicción del modelo interpolador.

Además, de acuerdo al trabajo de (Hijmans et al., 2005), se consideró el caso en que la temperatura estuviera representada por:

$$T(t) = \gamma_1(t) (\mathbf{latitud}) + \gamma_2(t) (\mathbf{longitud}) + \gamma_3(t) (\mathbf{altura}) \quad (5.9)$$

A partir de las ecuaciones (5.7), (5.8) y (5.9), se considerarán las variables del modelo de regresión lineal, por ejemplo, la ecuación (5.7), nos expone como coeficientes: $\alpha_1(t)$ para la *longitud*, $\alpha_2(t)$ para la *altura* y $\alpha_3(t)$ para la *pendiente*. En efecto, la regresión lineal multivariable, se encargará de resolver y obtener las variables mencionadas. Por lo tanto, para facultar un estudio con mayor entendimiento y en forma de síntesis, los coeficientes representados por la ecuación (5.7) (*longitud*, *altura* y *pendiente*) serán conocidos como **lap**. Para los coeficientes representados por la ecuación (5.8) (*latitud*, *longitud*, *altura* y *pendiente*) serán llamados **llap**, y en último caso, los coeficientes expresados por (5.9) (*latitud*, *longitud* y *altura*) serán llamados **lla**.

Regresión lineal multivariable (RLM); caso lap, llap y lla

La regresión lineal multivariable, o **RLM**, para **lap**. considera en principio la selección de las climatologías otorgadas por la grilla cuadrada WRF, cuyas dimensión es de 77×77 (se modificó su tamaño para prescindir solamente de nuestra región de estudio) y resolución horizontal de 4,5 [km], disponiendo de 5929 puntos para efectos de la regresión lineal, o sea, agrupa 5929 climatologías de temperatura para el total de puntos contenidos en la grilla (figura (5.3)). Teniendo en cuenta el total de puntos, estos son reformados mediante el *ajuste de corrección* y luego es hecha la **RLM** con las variables **lap**. Los coeficientes **lap**, generados de la **RLM**, nos permitirán, para un uso posterior, generar los campos climatológicos interpolados para nuestra región de estudio. También se efectuará el mismo proceso de *ajuste de corrección* y **RLM**, para los casos **llap** y **lla**.

5.2.4. Procedimiento de RLM

Por lo tanto, una síntesis de los distintos estudios a desarrollar, se expresa a continuación:

- La generación de un campo climatológico de la temperatura, interpolado a partir de los coeficientes **lap** y cuya resolución horizontal corresponde a 4,5 [km]. Como premisa del trabajo, se consideran estos coeficientes como preferencia debido a que (Zambrano, 2011) también consideró las mismas

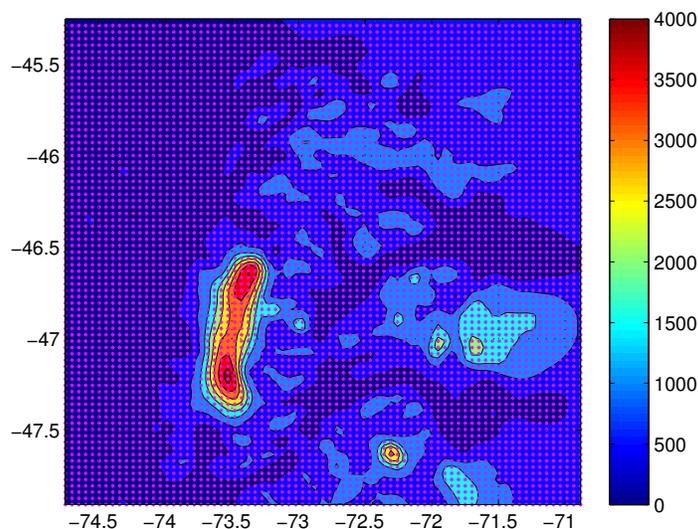


Figura 5.3: Representación de los 5929 puntos (en rojo), o estaciones (ficticias), con temperaturas climatológicas resueltas por la modelación en WRF, y que a su vez, servirán para el posterior trabajo de **RLM** para los respectivos casos mencionados (**lap**, **llap** y **lla**). **Fuente:** Elaboración propia

variables (caso **lap**) en la misma zona de estudio, por lo tanto, su trabajo es un precedente al nuestro. Dentro del estudio, se desarrollarán 4 casos relacionados a distintos *ajustes de corrección* ya señalados (cuadro (5.4)). Además se analizarán las 8 estaciones meteorológicas generadas a partir de la **RLM** y la posterior reconstrucción, y entonces, se compararán y validarán respecto a las mismas estaciones in-situ.

VARIABLES (RLM)	AJUSTE DE CORRECCIÓN
lap	R1
	R1 y Δ
	R2
	R2 y Δ

Cuadro 5.4: Casos distintivos, para el estudio de RLM, y descripción de los distintos escenarios de ajuste.

- En el caso de **llap** y **lla** se exhibirá la comparación y validación de las 8 estaciones meteorológicas, resueltas por la *interpolación*, respecto a las 8 estaciones meteorológicas in-situ, con el mejor *ajuste de corrección* obtenido por **lap** en el estudio de sus distintos casos. Dentro del análisis para **lla** se considerarán las estaciones de *El Calafate, Argentina* ($-72,050^\circ$, $-50,267^\circ$) y *Punta Arenas* ($-70,877^\circ$, $-53,123^\circ$). Pese a estar localizadas fuera del dominio de estudio ambas estaciones, se realizará una prueba predictiva por parte del modelo de interpolación ya que, mediante el caso **lla**, es posible situar geográficamente el emplazamiento de la estación. Asimismo, existen 4 estaciones, que pertenecen al registro de estaciones seleccionadas (tabla (8.6)), que estarían contempladas de acuerdo a la posterior **RLM**, y que son propias de la región de Aysén: *La Junta* ($-72,406^\circ$, $-43,971^\circ$), cuya altura corresponde a 45 [m], *Puerto Puyuhuapi* ($-72,560^\circ$, $-44,323^\circ$), cuya altura es de 10 [m], *Villa Mañihuales* ($-72,148^\circ$, $-45,173^\circ$), cuya altura es de 150 [m], y por último, *Río Cisnes* ($-71,306^\circ$, $-44,498^\circ$), cuya altura es

de 740 [m].

- También se hace imprescindible, la comparación de una estación en altura. La estación **Campo de Hielo Norte en Glaciar San Rafael**, es una estación situada a 1189 [m.s.n.m.]. El análisis de esta estación estará comprendido para los tres casos que involucran la selección de variables: **lap**, **llap** y **lla**. Además, también será evaluada para el mejor *ajuste de corrección* obtenido por **lap**, en el primer ítem. Su comparación se hace necesaria debido a la ausencia de mediciones, por sobre los 1000 [m], en la zona de estudio.

5.2.5. Proyección y validación a 800 metros de resolución horizontal

Los coeficientes regresivos empleados en los casos **lap**, **llap** y **lla**, serán destinados a la reconstrucción de la climatología de la temperatura, cuya resolución horizontal será de 800 [m]. En consecuencia, las estaciones, cuya climatología de la temperatura se encuentre reconstruída, serán comparadas con las climatologías representadas por los datos globales climáticos **WorldClim** (Hijmans et al., 2005). **WorldClim** corresponde a un set de datos con una resolución espacial de 1 [km²] (30 segundos). Estos datos cubren un período desde 1970-2000. Nos servirán para realizar comparaciones en torno a sus climatologías, a pesar, de no cubrir, o representar los mismos períodos correspondientes al estudio fijado entre 2002-2009.

Capítulo 6

Resultados

6.1. Validación de temperaturas WRF

Respecto a las comparaciones establecidas entre las climatologías de las temperaturas in-situ respecto a las climatologías de las temperaturas próximas de los datos WRF (correspondientes a las salidas directas), los resultados son presentados en la tabla (6.1). Los valores obtenidos para las *correlaciones cuadradas* resultan ser superiores a 0,95, donde el menor valor obtenido corresponde a Villa Ortega ($R^2=0,956$). El mayor valor resulta ser para **Teniente Vidal Ad.** ($R^2=0,996$). En el caso del *RMSE*, el menor valor lo posee la estación **Estancia Baño Nuevo** ($RMSE=1,907$ [°C]), a diferencia de las demás estaciones, cuyos valores de *RMSE* resultan ser mayores, aunque el *EPMA* calculado, muestra que el total de estaciones no sobrepasa el 5%. No obstante, al no poseer estaciones por sobre los 1000 [m] de altura, dentro del período de estudio estipulado (2002-2009), no es factible validar dentro de alturas superiores (se cuenta con valores de temperatura otorgados por la estación **Campo de Hielo Norte en Glaciar San Rafael**, pero éstos corresponden desde el año 2013 en adelante, siendo la estación relativamente nueva).

Estación	R^2	RMSE	EPMA [%]
Coyhaique Alto	0,989	2,430	2,249
Estancia Baño Nuevo	0,993	1,907	1,055
Villa Ortega	0,956	4,952	4,378
Lord Cochrane Ad.	0,985	3,814	3,282
Chile Chico Ad.	0,994	2,462	1,314
Teniente Vidal Ad.	0,996	2,398	1,674
Balmaceda Ad.	0,994	2,219	1,745
Bahía Murta	0,994	3,132	2,640

Cuadro 6.1: Validación de las temperaturas WRF.

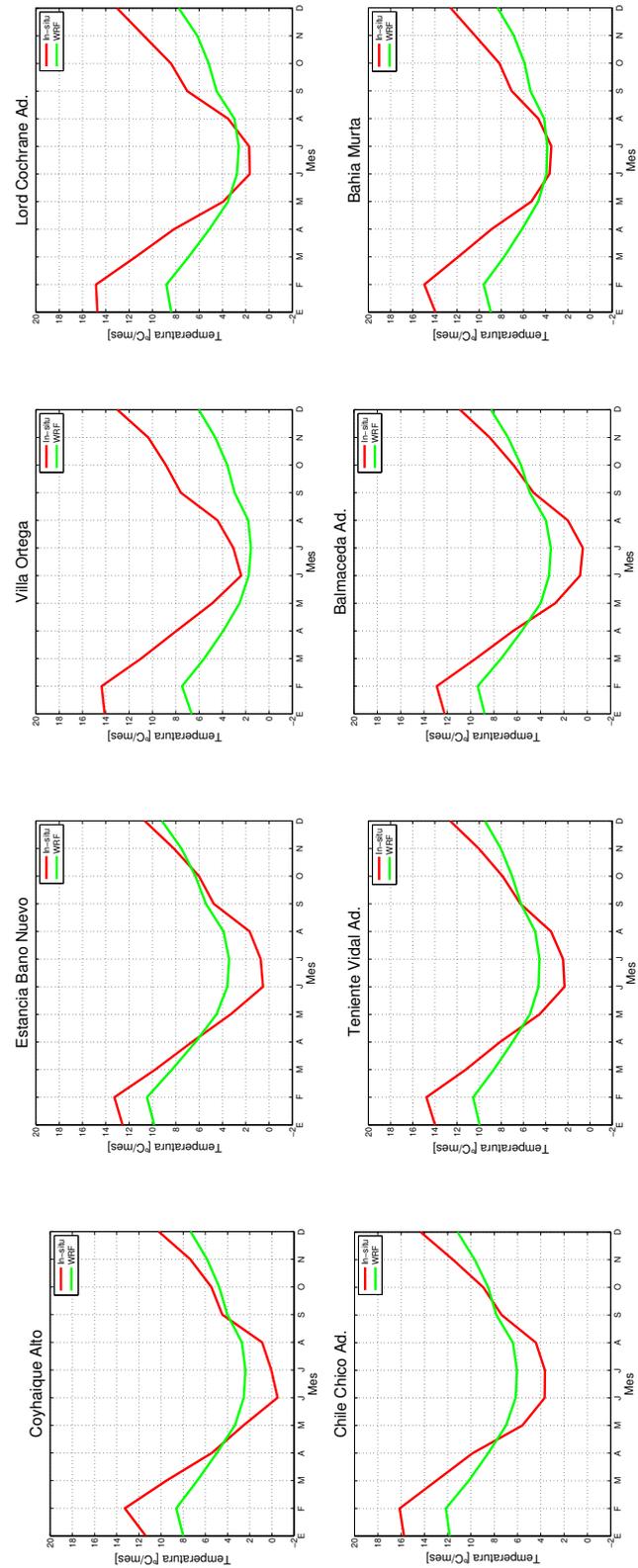


Figura 6.1: Comparación entre climatologías de temperaturas in-situ respecto a climatologías de temperaturas WRF. Fuente: Elaboración propia.

Grosso modo, el modelo WRF es capaz de recrear el *ciclo anual* dentro del rango esperado de valores de temperatura provistas para la región de estudio, de acuerdo a las gráficas de la figura (6.1). No obstante, el comportamiento *estacional* simulado por el modelo es mucho menor respecto a la información in-situ.

De acuerdo a la figura (6.1), en donde se comparan las climatologías de las temperaturas in-situ en relación a las climatologías de las temperaturas WRF, considerando el punto más próximo en la grilla del mismo modelo, respectivas a las 8 estaciones que permite nuestra región de estudio, los resultados muestran que el modelo simula *temperaturas más frías* para el *verano*, en **todas las estaciones**. Y para los meses de *invierno*, las *temperaturas* resultan ser *más cálidas* en gran parte de las estaciones, a excepción de **Villa Ortega** (todo el ciclo anual está bajo lo observado) (figura (6.1)). Además, es propicio notar que las climatologías presentan *desfases* en algunas estaciones. Para **Coyhaique Alto, Estancia Baño Nuevo, Villa Ortega, Lord Cochrane Ad. y Teniente Vidal Ad.** las temperaturas más frías, dentro del ciclo de datos in-situ, están dadas para el mes de junio, en contraste, para las mismas estaciones WRF, que muestran que el ciclo más frío está dado para julio (figura (6.1)). Las únicas series que no presentan desfase son **Chile Chico Ad., Balmaceda Ad. y Bahía Murta** (figura (6.1)).

Por lo tanto, el modelo WRF *subestima* el *ciclo anual* en todas las estaciones de prueba.

6.2. Regresión lineal multivariable e interpolación

Utilizamos y desarrollamos, a partir de la climatología de la temperatura, y los parámetros o variables que definen la topografía y geografía, la **RLM** correspondiente a tres casos: **lap**, **llap** y **lla**.

6.2.1. RLM; caso lap

De acuerdo a la metodología, el caso **lap** tendrá 4 *ajustes de corrección* (**R1**; **R1** y Δ ; **R2** y **R2** y Δ). Como indica la figura (6.2), se aprecia la variabilidad estacional de los parámetros $\alpha_1(t)$ (coeficiente regresivo representado para la longitud), $\alpha_2(t)$ (coeficiente representado para la altura, también conocido como *lapse rate* o *tasa de caída* de la temperatura), y $\alpha_3(t)$ (coeficiente regresivo representado para la pendiente). La **RLM** está realizada para cada mes climatológico, obteniéndose que los parámetros $\alpha_1(t)$, $\alpha_2(t)$ y $\alpha_3(t)$, que vinculan a las variables independientes (*longitud*, *altura* y *pendiente*), también presentan variabilidad en el tiempo.

Por otra parte, y de acuerdo a la tabla (8.1), la varianza mensual explicada por el modelo de regresión, a partir de la *correlación cuadrada* (R^2), es presentada para cada caso. El mes en que el R^2 , presenta menor valor, es el mes de febrero, mostrando un valor de 42% y 41% para **R1** y **R1** y Δ . A diferencia de **R2** y **R2** y Δ , que, para el mismo mes de febrero, el R^2 bordea el 11% en ambos. En esa misma línea, el mes con mayor R^2 , para **R1** y **R1** y Δ , corresponde a septiembre, con un 96% de varianza explicada. Lo mismo sucede para **R2** y **R2** y Δ el mes de septiembre, cuyo cifra bordea el 98%.

Caso lap, R1

Para **R1**, de acuerdo a la figura (6.2), el parámetro ligado a la longitud, $\alpha_1(t)$, muestra un ciclo estacional con una media de $-0,1299 \left[\frac{^{\circ}C}{^{\circ}}\right]$. El valor mínimo representado para este parámetro es para el mes de febrero, y es de $-0,1869 \left[\frac{^{\circ}C}{^{\circ}}\right]$. Su máximo valor corresponde al mes de julio, siendo de $-0,0678 \left[\frac{^{\circ}C}{^{\circ}}\right]$. En el caso del parámetro ligado a la altitud, $\alpha_2(t)$, éste presenta una media de $-0,0057 \left[\frac{^{\circ}C}{m}\right]$. Sus valores mínimo y máximo dentro del ciclo anual, corresponden a $-0,0073 \left[\frac{^{\circ}C}{^{\circ}}\right]$ (febrero), y $-0,0023 \left[\frac{^{\circ}C}{^{\circ}}\right]$ (septiembre y octubre). Y por último, el parámetro asociado a la pendiente, $\alpha_3(t)$, cuya media corresponde a $-0,0122 \left[\frac{^{\circ}C}{^{\circ}}\right]$, y siendo sus valores mínimo y máximo de $-0,0514 \left[\frac{^{\circ}C}{^{\circ}}\right]$ (diciembre), y $0,0381 \left[\frac{^{\circ}C}{^{\circ}}\right]$ (julio).

Caso lap, R1 y Δ

Para **R1** y Δ , de acuerdo a la figura (6.2), el parámetro ligado a la longitud, $\alpha_1(t)$, muestra un ciclo estacional con una media de $-0,1514 \left[\frac{^{\circ}C}{^{\circ}}\right]$, bastante menor al valor obtenido al caso anterior **R1**, al igual que los valores mínimo y máximo ($-0,2084 \left[\frac{^{\circ}C}{^{\circ}}\right]$ y $-0,0890 \left[\frac{^{\circ}C}{^{\circ}}\right]$). En el caso del parámetro ligado a la altitud, $\alpha_2(t)$, éste presenta una media de $-0,0057 \left[\frac{^{\circ}C}{m}\right]$, símil al caso anterior. Ambos coeficientes de altura, tanto de **R1**, como **R1** y Δ , muestran un mismo ciclo anual. Y en último término, el parámetro asociado a la pendiente, $\alpha_3(t)$, cuya media corresponde a $-0,0132 \left[\frac{^{\circ}C}{^{\circ}}\right]$, su ciclo anual resulta ser similar al ciclo anual dado por el caso de **R1**.

Caso lap, R2

Para **R2**, de acuerdo a la figura (6.2), el parámetro ligado a la longitud, $\alpha_1(t)$, muestra un ciclo estacional con una media de $-0,1313 \left[\frac{^{\circ}C}{^{\circ}}\right]$, equiparable gráficamente al caso **R1**, aunque un tanto mayor en su valor. Su máximo valor está representado para el mes de agosto, y corresponde a $-0,0655 \left[\frac{^{\circ}C}{^{\circ}}\right]$. En el caso del parámetro ligado a la altitud, $\alpha_2(t)$, éste presenta una media de $-0,0059 \left[\frac{^{\circ}C}{m}\right]$, siendo muy cercano numéricamente a los anteriores, pero gráficamente distinto. El mes de febrero tiene su valor máximo, de $-0,00084 \left[\frac{^{\circ}C}{m}\right]$, y a la vez, muy mayor a los valores descritos para **R1** y **R1** y Δ . Y por último, el parámetro correspondiente a la pendiente, $\alpha_3(t)$, cuya media corresponde a $-0,0143 \left[\frac{^{\circ}C}{^{\circ}}\right]$. Este último parámetro presenta una variabilidad mayor a los casos **R1** y **R1** y Δ .

Caso lap, R2 y Δ

Para **R2** y Δ , de acuerdo a la figura (6.2), el parámetro ligado a la longitud, $\alpha_1(t)$, muestra un ciclo estacional con una media de $-0,1518 \left[\frac{^{\circ}C}{^{\circ}}\right]$, presentando una variabilidad similar al coeficiente otorgado por **R1** y Δ . Para el parámetro ligado a la altitud, $\alpha_2(t)$, éste presenta una media de $-0,0058 \left[\frac{^{\circ}C}{m}\right]$, siendo claramente similar al coeficiente de **R2**. Y finalmente, el parámetro correspondiente a la pendiente, $\alpha_3(t)$, cuya media corresponde a $-0,0137 \left[\frac{^{\circ}C}{^{\circ}}\right]$, diferenciándose solamente de su homólogo (caso **R2**) en el mes de

julio (cuyo valor es de $0.0498 \left[\frac{^{\circ}\text{C}}{^{\circ}}\right]$, a diferencia del mes de julio, de **R2**, cuyo valor es de $0,0320 \left[\frac{^{\circ}\text{C}}{^{\circ}}\right]$).

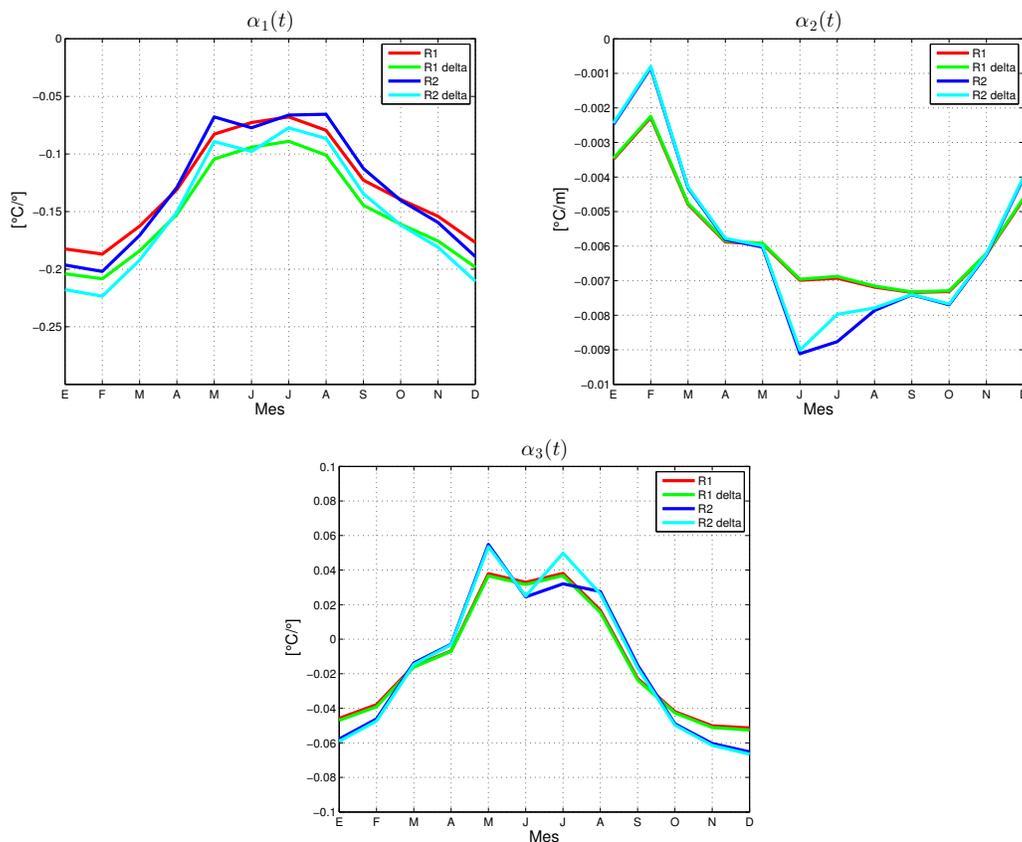


Figura 6.2: Representación del caso **lap** para los coeficientes de ajuste $\alpha_1(t)$, $\alpha_2(t)$ y $\alpha_3(t)$ para la climatología de la temperatura considerando 4 ajustes de corrección (**R1**, **R1** y Δ , **R2** y **R2** y Δ). **Fuente:** Elaboración propia.

Como síntesis, los resultados promedios tanto de **R1**, **R1** y Δ , **R2** y **R2** y Δ , se encuentran expuestos en la tabla (6.2).

Caso de ajuste	$\alpha_1(t) \left[\frac{^{\circ}\text{C}}{^{\circ}}\right]$	$\alpha_2(t) \left[\frac{^{\circ}\text{C}}{m}\right]$	$\alpha_3(t) \left[\frac{^{\circ}\text{C}}{^{\circ}}\right]$
R1	-0,1299	-0,0057	-0,0122
R1 y Δ	-0,1514	-0,0057	-0,0132
R2	-0,1313	-0,0059	-0,0143
R2 y Δ	-0,1518	-0,0058	-0,0137

Cuadro 6.2: Exposición de las distintas medias para los *ciclos anuales* de los casos de ajustes en **lap**.

En general, los valores asociados a la *tasa de caída* de la temperatura media anual (es decir, $\alpha_2(t)$), en los 4 casos resultan ser bastante similares entre ellos. Asimismo, y para satisfacción de los resultados propios, estos valores asociados a la *tasa de caída* de la temperatura, son muy próximos a los resultados obtenidos por (Rolland, 2003) en las regiones alpinas en Europa, cuyos valores, obtenidos en las respectivas zonas de estudio, están expuestos en la tabla (6.3).

Región	$[\frac{^{\circ}\text{C}}{m}]$
Trentil VB	-0,0058
Trentil SL	-0,0057
Norte de Italia	-0,0058
Tyrol	-0,0054

Cuadro 6.3: *Tasas de caída* de la temperatura media anual obtenidos por (Rolland, 2003) en las respectivas zonas de estudio.

6.2.2. Comparación y validación correspondiente al caso lap

Al haber realizado las comparaciones de los coeficientes obtenidos del caso **lap**, y de acuerdo a los respectivos *ajustes de corrección*, se desarrolló la interpolación representativa de las 8 estaciones análogas, y posibles de equiparar. La descripción está representada en las figuras (6.3), (6.4), (6.5) y (6.6).

En el caso de la figura (6.3), cuyo *ajuste de corrección* fue dado por **R1**, las 8 estaciones interpoladas presentan resultados significativos, ya que las *correlaciones cuadradas* resultan ser superiores a 0,9 (8.7). Además, las series interpoladas logran describir el *ciclo anual* de la temperatura. El menor *RMSE* lo presenta la estación **Balmaceda Ad.** equivalente a 0,880 [°C], y un *EPMA* igual a 0.894 % (8.7). De hecho, la estación **Balmaceda Ad.** es la que logra equiparar bastante su temperatura interpolada respecto a la temperatura in-situ. También las temperaturas interpoladas relativas a las estaciones **Coyhaique Alto** y **Teniente Vidal Ad.** se asemejan bastante a sus temperaturas in-situ, aunque presentando un mayor *RMSE* al caso de **Balmaceda Ad.** (8.7). El *RMSE* se torna un poco elevado en la estación **Villa Ortega**, cuyo valor es de 4,673 [°C], y *EPMA* de 3,612 %, siendo la estación que presenta el mayor error por sobre las demás (8.7). Además, su *ciclo anual* está muy subestimado respecto a la información climatológica in-situ. El *desfase* de los ciclos anuales está presente en las mismas estaciones que fueron revisadas en la sección de validación de temperaturas WRF (6.1).

Por otra parte, la figura (6.4), representa el ajuste otorgado por **R1** y Δ . Las 8 estaciones interpoladas nuevamente presentan *correlaciones cuadradas* por sobre 0,9 (8.7). La estación **Estancia Baño Nuevo** es la que presenta el menor *RMSE*, cuyo valor es de 0,680 [°C], y un *EPMA* de 0,610 % (8.7). Gráficamente la temperatura interpolada tiene un comportamiento muy cercano respecto a la temperatura in-situ. De igual modo al caso anterior, **Villa Ortega** presenta un alto *RMSE* en comparación a las demás estaciones, cuyo valor es de 3,133 [°C], y un *EPMA* de 2,349 % (8.7). Su *ciclo anual* igualmente es subestimado, y el *desfase* del ciclo anual también está presente. El *ajuste de corrección* realizado para este caso es de suma importancia, ya que el promedio de *RMSE* obtenido para el total de estaciones utilizadas es el menor respecto a todos los casos analizados, y servirá para desarrollar los trabajos para los casos **llap** y **lla** (8.7).

Análogamente, la figura (6.5), simbolizada por **R2**, también exhibe *correlaciones cuadradas* por sobre 0,9 (8.7). A pesar de del buen resultado de las correlaciones. las temperaturas interpoladas de **Coyhaique Alto**, **Estancia Baño Nuevo** y **Bahía Murta**, representativas a los meses de invierno (junio, julio y agosto), caen en demasía respecto a sus temperaturas in-situ, siendo subestimadas. En este caso, la estación que presenta el menor *RMSE* es **Balmaceda Ad.**, cuyo valor es de 0.887 [°C], y un *EPMA* de 0,057 %

(8.7), y presentando una similitud considerable respecto a su temperatura in-situ. **Villa Ortega** sigue presentando el mayor *RMSE* cuyo valor es de 5,008 [°C], y un *EPMA* de 3,103% (8.7). **Villa Ortega** tendió a disminuir su temperatura en mayor medida presentando el mayor error dentro de la interpolación.

De igual modo, la figura (6.6), cuyo ajuste es dado por **R2** y Δ , presenta *correlaciones cuadradas* sobre 0,9 (8.7). La estación que presenta el menor *RMSE* corresponde a **Teniente Vidal Ad.**, cuyo valor es de 0,452 [°C], y cuyo *EPMA* es de 0,0557% (8.7). El *ciclo anual* de la temperatura interpolada se asemeja bastante al de la temperatura in-situ, además de presentar el *desfase* persistente que aqueja a gran parte de las series interpoladas. Algo similar sucede para la estación **Chile Chico Ad.**, cuya serie también es muy equiparable respecto a su homóloga in-situ. A diferencia de la estación **Villa Ortega**, quien sigue presentando el mayor *RMSE*, igual a 3,604 [°C], aunque su *EPMA* resulta ser el más bajo respecto a los casos anteriores, siendo de 1,840% (8.7). El *ciclo anual* interpolado sigue presentando una subestimación considerable a su par in-situ.

Ante esta comparación, entre los distintos ajustes, el caso que implicó menores *RMSE* para las 8 estaciones interpoladas, fue el desarrollado por **R1** y Δ . En efecto, ésta acción comparativa permitirá realizar un trabajo de prueba, mediante el mismo *ajuste de corrección*, **R1** y Δ , pero aplicado al caso **llap** y **lla**, permitiendo así obtener una nueva categoría de resultados de interpolación.

Las temperaturas WRF, correspondientes a las 8 estaciones, también fueron sometidas a un *ajuste de corrección* respecto a los 4 casos, como queda expresado en las figuras (6.3), (6.4), (6.5) y (6.6). **Villa Ortega** sigue presentando una alta subestimación. En la figura (6.3), siendo el caso **R1**, el *RMSE* resultó ser de 4,538 [°C], y un *EPMA* de 3,632% (8.10). En la figura (6.4), que corresponde al caso **R1** y Δ , **Villa Ortega** presenta un *RMSE* de 3,003 [°C], y un *EPMA* de 2,368% (8.10). Para la figura (6.4), correspondiente al caso **R2**, **Villa Ortega** presenta el más alto *RMSE* en comparación al resto de los casos, siendo de 4,726 [°C], y un *EPMA* de 3,154% (8.10). Y en última instancia, de acuerdo a la figura (6.6), y para el caso de **R2** y Δ , **Villa Ortega** presenta un *RMSE* de 3,280 [°C]. y un *EPMA* de 1,890%. Por lo tanto, la interpolación y el ajuste de las temperaturas WRF, aplicada a los variados casos, no logra solucionar y equiparar el *ciclo anual* para esta estación en particular. No obstante, **Balmaceda Ad.** presentó el menor *RMSE* del caso **R1**, siendo de 0,597 [°C], y un *EPMA* de 0,423%. **Estancia Baño Nuevo**, a su vez, también presentó el menor *RMSE* para el caso **R1** y Δ , siendo de 0,470 [°C], y un *EPMA* de 0,208%. Por su parte, **Chile Chico Ad.**, para el caso de **R2**, su *RMSE* fue de 1,503 [°C], y su *EPMA* fue de 0,113%. Y en último lugar, **Estancia Baño Nuevo**, para el caso de **R2** y Δ , su *RMSE* resultó ser 1,203, y su *EPMA* de 0,568%.

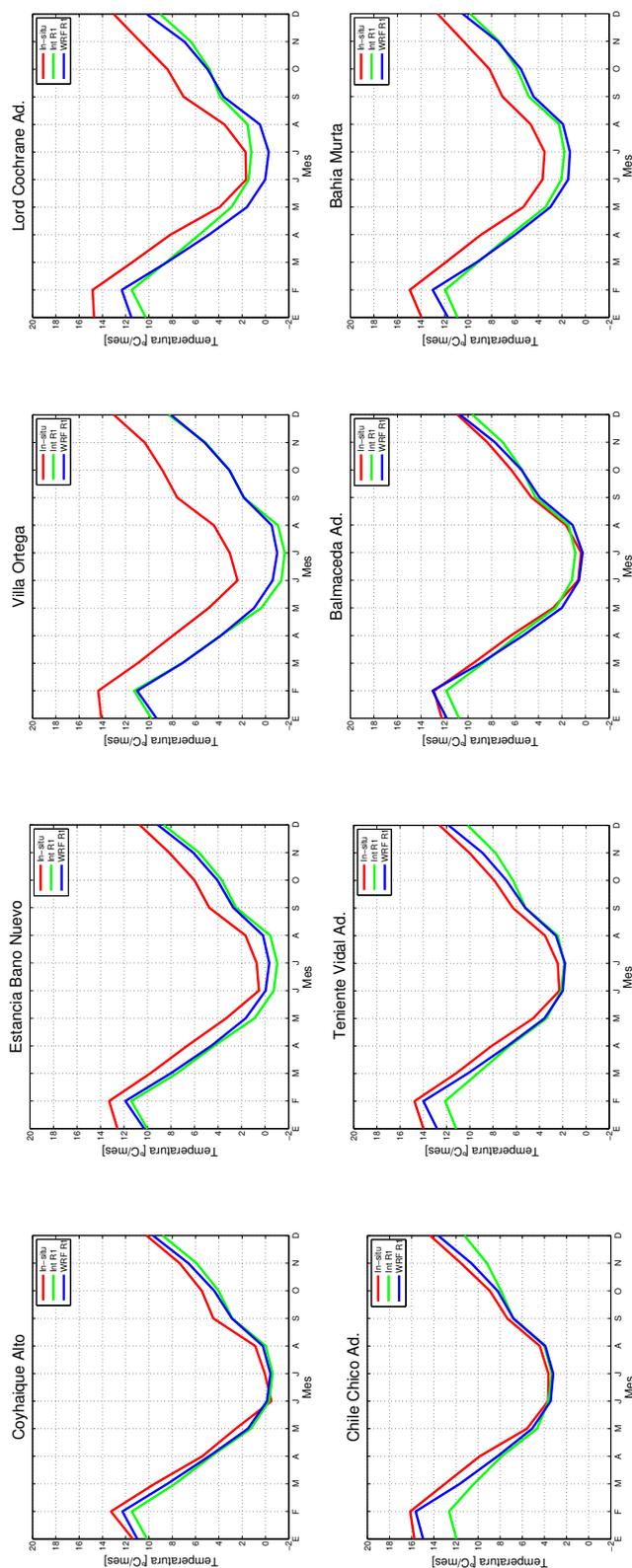


Figura 6.3: Comparación entre climatologías de temperaturas in-situ (rojo), *interpoladas* (verde) y WRF (azul), *corregidas* por R1 para lap. La relación entre las temperaturas in-situ e interpoladas es relativamente variable. Estaciones como **Balmaceda Ad.** y **Coyhaique Alto** presentan una variabilidad anual próxima a su información in-situ (tabla (8.7)). La estación que presenta la mayor variabilidad anual corresponde a **Villa Ortega**. En el caso de la relación entre las temperaturas WRF e in-situ, las estaciones que albergan gráficamente una variabilidad anual muy próxima son **Coyhaique Alto**, **Chile Chico Ad.** y **Balmaceda Ad.**. La estación que persiste en una variabilidad más lejana, en este caso, también es **Villa Ortega** (8.10). **Fuente:** Elaboración propia.

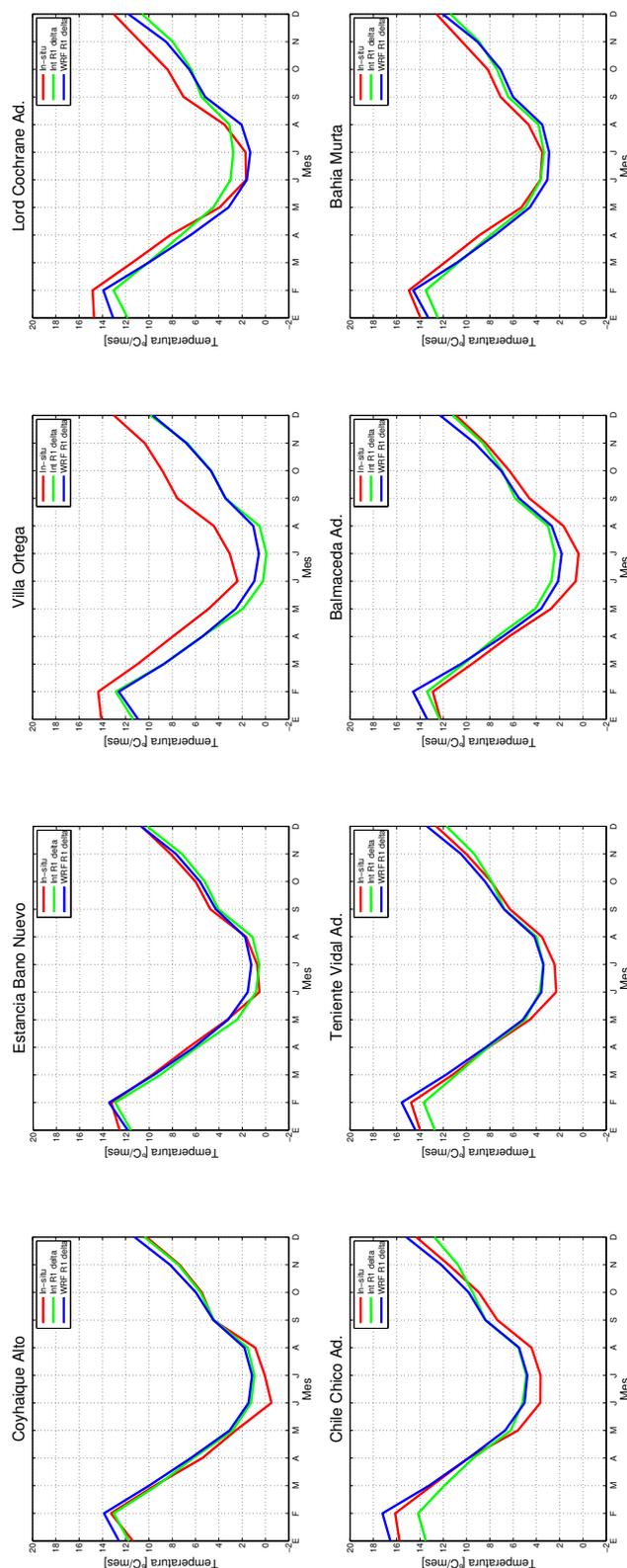


Figura 6.4: Comparación entre climatologías de temperaturas in-situ (rojo), *interpoladas* (verde) y WRF (azul) *corregidas* por R_1 y Δ , para *lap*. La relación entre las temperaturas in-situ e interpoladas también resulta variable. Estaciones como **Estancia Baño Nuevo** y **Coyhaique Alto** (aunque exista diferencias en la época de invierno) presentan una variabilidad anual próxima a su información in-situ (tabla (8.7)). La estación que presenta la mayor variabilidad anual sigue siendo **Villa Ortega**. En el caso de la relación entre las temperaturas WRF e in-situ, las estaciones que albergan gráficamente una variabilidad anual muy próxima son **Coyhaique Alto**, **Estancia Baño Nuevo** y **Teniente Vidal Ad.** y **Bahía Murta**. La estación que persiste en una variabilidad más lejana, en este caso, sigue siendo **Villa Ortega** (8.10). Fuente: Elaboración propia.

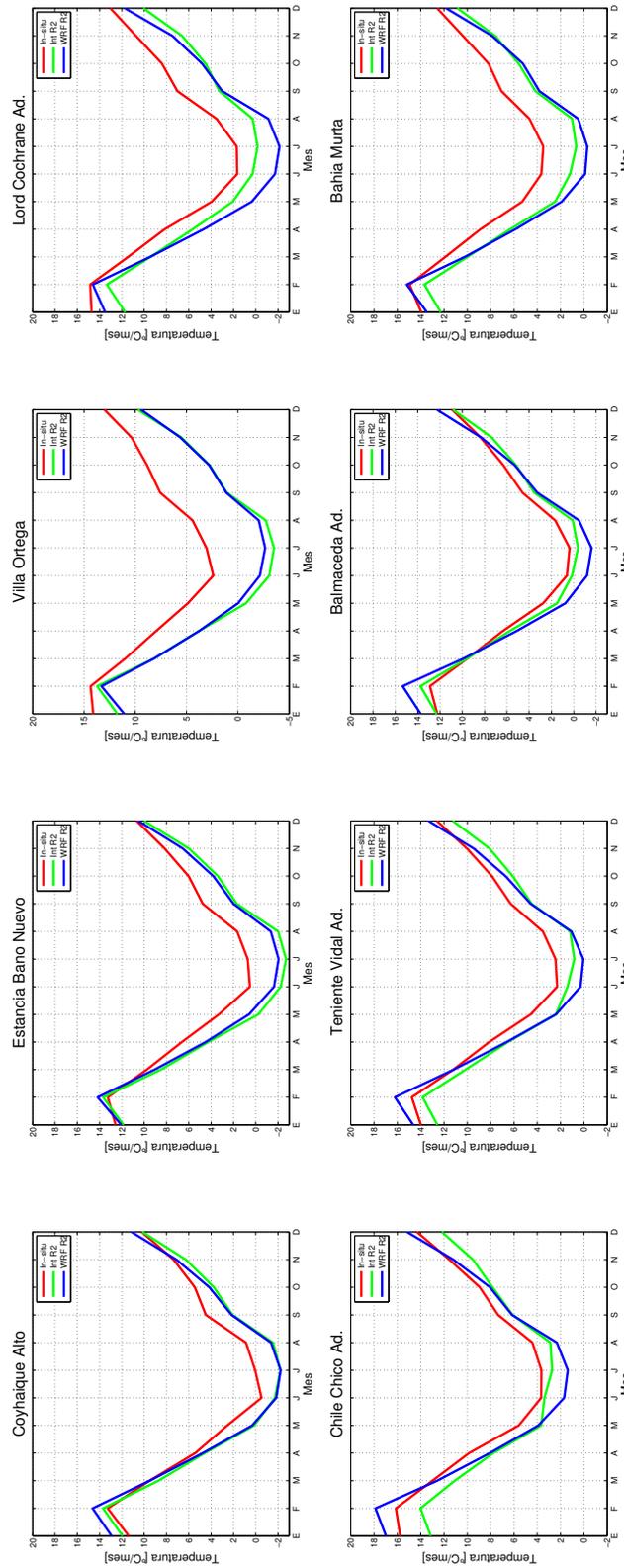


Figura 6.5: Comparación entre climatologías de temperaturas in-situ (rojo), *interpoladas* (verde) y WRF (azul) *corregidas* por $R2$, para **lap**. La relación entre las temperaturas in-situ e interpoladas también resulta de una mayor variabilidad que los casos anteriores. La aproximación entre los *ciclos anuales* es muy distante. La estación **Balmaceda Ad.** presenta un *ciclo anual* próximo. En el caso de la relación entre las temperaturas WRF e in-situ, la estación que alberga gráficamente una variabilidad anual muy próxima son **Chile Chico Ad.** y **Balmaceda Ad.** **Villa Ortega** sigue siendo la estación con mayor variabilidad (8.10). **Fuente:** Elaboración propia.

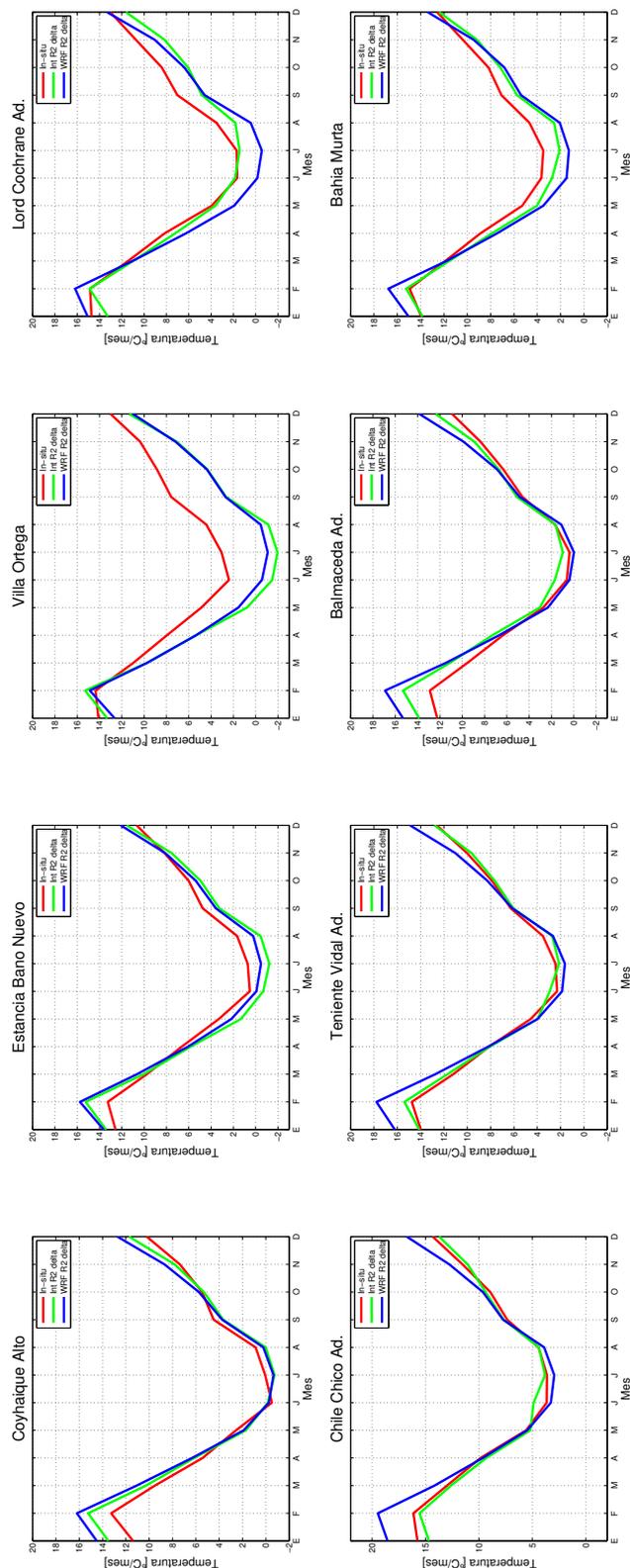


Figura 6.6: Comparación entre climatologías de temperaturas in-situ (rojo), interpoladas (verde) y WRF (azul) corregidas por R_2 y Δ , para **lap**. La relación entre las temperaturas in-situ e interpoladas siguen presentando resultados variables. La aproximación entre los *ciclos anuales* se hace próxima en las estaciones **Chile Chico Ad.** y **Teniente Vidal Ad.**. En el caso de la relación entre las temperaturas WRF e in-situ, las estaciones que albergan gráficamente un *ciclo anual* próximo, en especial en invierno, son **Coyhaique Alto**, **Estancia Baño Nuevo**, **Chile Chico Ad.**, **Teniente Vidal Ad.** y **Balmaceda Ad.**. **Villa Ortega** sigue teniendo la mayor variabilidad (8.10). Fuente: Elaboración propia.

6.2.3. RLM; casos llap y lla

A partir del *ajuste de corrección*, $\mathbf{R1}$ y Δ , escogido en el caso **llap**, éste se implementará para 2 casos de prueba: **llap** y **lla**, para las 8 estaciones en estudio.

De acuerdo a las tablas (8.2) y (8.3), la varianza mensual explicada por el modelo de regresión, es presentada en ambos casos. El mes en que el R^2 , presenta menor valor, es el mes de febrero, mostrando un valor para **llap** 42 %, y **lla**, 41 %. Por otra parte, el mes con mayor R^2 , corresponde a agosto, con un 99 % de varianza explicada, tanto para **llap** y **lla**.

Caso llap, $\mathbf{R1}$ y Δ

De acuerdo a la figura (6.7), los coeficientes otorgados por la **RLM**, presentan variabilidad en su *ciclo anual*. $\beta_1(t)$, representativo para la *latitud*, y cuyo valor promedio es $-0,127$ [$\frac{^\circ\text{C}}{^\circ}$]. En el caso $\beta_2(t)$, coeficiente representativo para la *longitud*, su valor medio es $-0,0743$ [$\frac{^\circ\text{C}}{^\circ}$]. Por su parte, el valor para $\beta_3(t)$, coeficiente que representa la *tasa de caída* de la temperatura con la altura, corresponde a $-0,0059$ [$\frac{^\circ\text{C}}{\text{m}}$], dando cuenta de que su valor es semejante a los valores obtenidos en el caso **llap** (6.2). Y por último, $\beta_4(t)$, coeficiente correspondiente a la *pendiente*, cuyo valor promedio es de $-0,0124$ [$\frac{^\circ\text{C}}{^\circ}$].

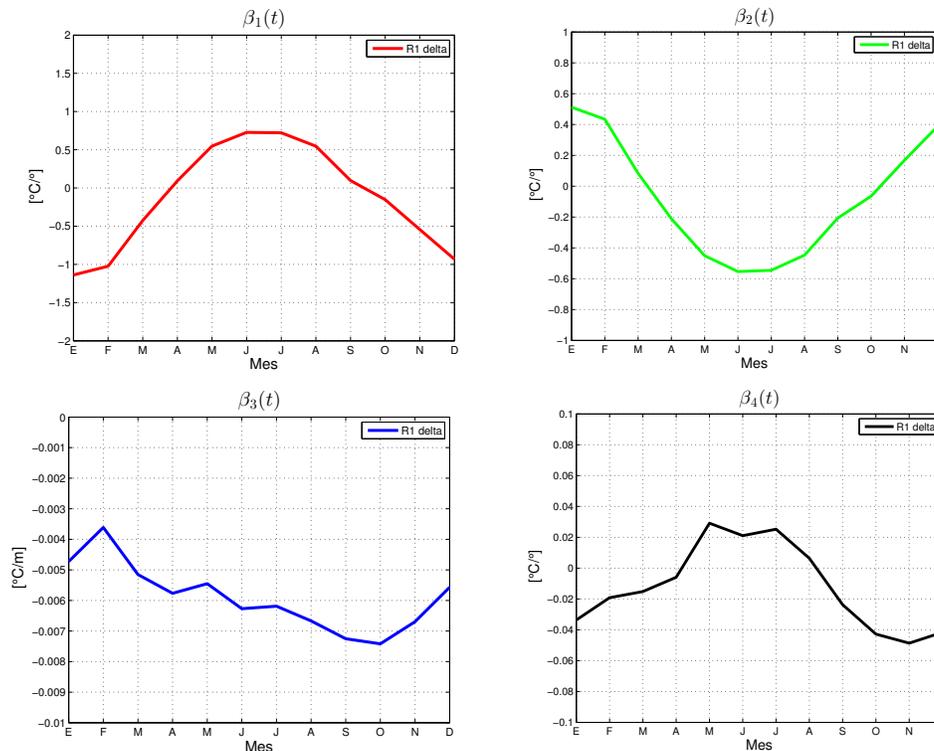


Figura 6.7: Representación de los *coeficientes* generados a partir de la **RLM** correspondiente al caso **llap** ($\mathbf{R1}$ y Δ): $\beta_1(t)$ representa la *latitud*, $\beta_2(t)$ representa la *longitud*, $\beta_3(t)$ representa la *altitud* o elevación y $\beta_4(t)$ representa la *pendiente*. **Fuente:** Elaboración propia.

Caso Ila, R1 y Δ

Del mismo modo, la figura (6.8), representa los distintos coeficientes obtenidos de la **RLM** para **Ila**. $\gamma_1(t)$, representa el coeficiente dado para la *latitud*, y su valor medio anual es $-0,1246$ [$\frac{^\circ C}{^\circ}$]. Para $\gamma_2(t)$, coeficiente para la *longitud*, su valor medio anual es de $-0,0732$ [$\frac{^\circ C}{^\circ}$]. Y por último, $\gamma_3(t)$, coeficiente que también representa la *tasa de caída* de la temperatura, cuyo valor medio es de $-0,0060$ [$\frac{^\circ C}{m}$], semejante de igual forma a los obtenidos en el caso **lap** (6.2).

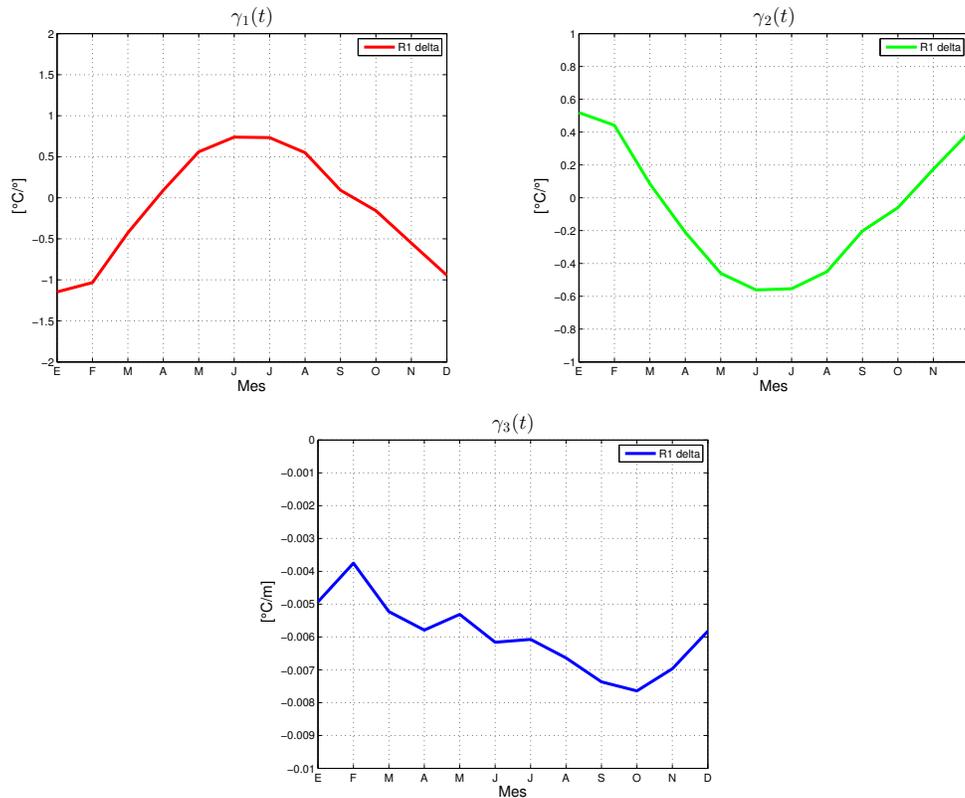


Figura 6.8: Representación de los *coeficientes* generados a partir de la **RLM** correspondiente al caso **Ila** (**R1** y Δ): $\gamma_1(t)$ representa la *latitud*, $\gamma_2(t)$ representa la *longitud*, $\gamma_3(t)$ representa la *altitud* o elevación. **Fuente:** Elaboración propia.

Cabe consignar, que el coeficiente de *longitud*, otorgado por la **RLM**, en el caso **IIap** y **Ila**, determina una *sinusoide* cuya representación de su *amplitud* se da mediante un *valle*, a diferencia de la regresión realizada por **lap**, donde la *amplitud* de la *sinusoide*, es más bien una *cresta*. En el caso del coeficiente de la *tasa de caída*, éste sigue presentando un comportamiento estacional semejante tanto en **lap**, como en **IIap** y **Ila**.

6.2.4. Comparación y validación correspondiente al caso **llap** y **lla**

Al igual que el caso **lap**, también se ha representado el *ciclo anual* de la temperatura de las 8 estaciones de estudio, tanto para **llap** como **lla**, y por el ajuste dado por **R1** y Δ .

Para **llap**, representado en la figura (6.9), nuevamente las *correlaciones cuadradas* presentan un valor sobre 0,9 (8.9), resultando ser significativas. La estación **Chile Chico Ad.** resulta ser la que presenta el menor *RMSE*, equivalente a 0,630 [°C], y un *EPMA* de 0,171 % (8.9). El *ciclo anual*, en forma gráfica, de **Chile Chico Ad.**, tiene una semejanza muy próxima a su equivalente in-situ, mostrando una mayor variabilidad en el mes de enero, para verano, y en los meses de septiembre y octubre, correspondiente a primavera. No obstante, la estación **Villa Ortega** sigue presentando el mayor *RMSE* de las estaciones para el caso dado, cuyo valor es 3,262 [°C], y un *EPMA* de 2,689 %. El *ciclo anual* de temperatura interpolada, para **Villa Ortega**, es subestimado respecto a su temperatura in-situ, al igual que en los casos dados en **lap**.

Para **lla**, representado en la figura (6.10), igualmente las *correlaciones cuadradas* presentan un valor sobre 0,9 (8.9). La estación **Chile Chico Ad.** es la que presenta el menor *RMSE*, equivalente a 0,617 [°C], y un *EPMA* de 0,146 % (8.9). Su *ciclo anual*, similar al caso **llap**, gráficamente, tiene una semejanza muy próxima a su equivalente in-situ, mostrando una mayor variabilidad en el mes de enero, para verano, y en los meses de septiembre y octubre, correspondiente a primavera. La estación **Villa Ortega**, por su parte, es la que sigue presentando el mayor *RMSE* de las estaciones para el caso dado, siendo su valor de 3,401 [°C], y un *EPMA* de 2,689 %.

Por lo tanto, ya expuesto los 3 casos (**lap**, **llap** y **lla**), con *ajuste de corrección R1* y Δ , y de haber exhibido la versatilidad de los resultados, es preciso constatar, que en los 3 casos la estación **Villa Ortega** resultó ser la estación que siempre presentó el mayor *RMSE* (por sobre los 3 [°C]), aunque en **lla**, resultó tener el mayor *RMSE* a diferencia de los otros 2 casos. Por otra parte, la estación que ofrece constatemente menor *RMSE*, es la estación **Teniente Vidal Ad.** (siempre bajo 1 [°C]).

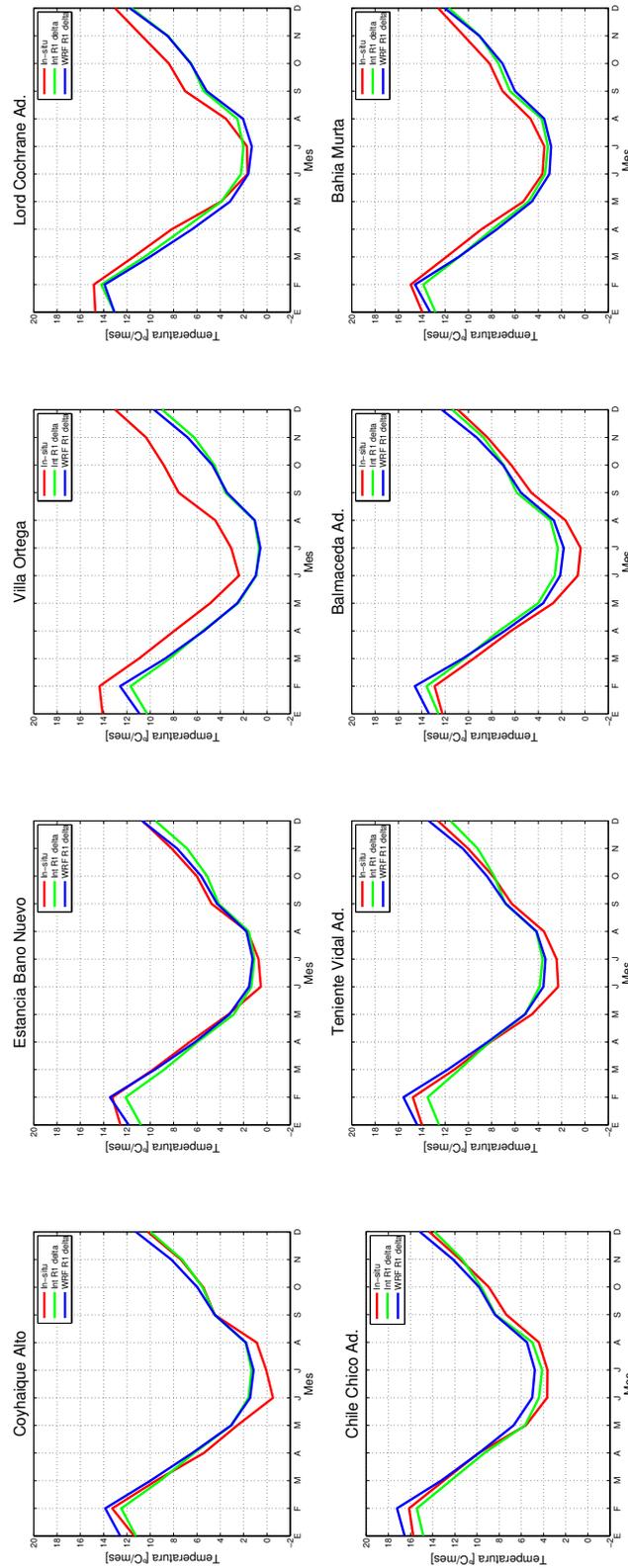


Figura 6.9: Comparación entre climatologías de temperaturas in-situ (rojo), *interpoladas* (verde) y WRF *corregidas* (azul) por R1, para **llap**. La relación entre las temperaturas in-situ e interpoladas siguen presentando resultados variables, similares a los casos anteriores. La aproximación entre los *ciclos anuales* se hace próxima en las estaciones **Coyhaique Alto**, **Chile Chico Ad.**, **Teniente Vidal Ad.** y **Bahía Murta**. Fuente: Elaboración propia.

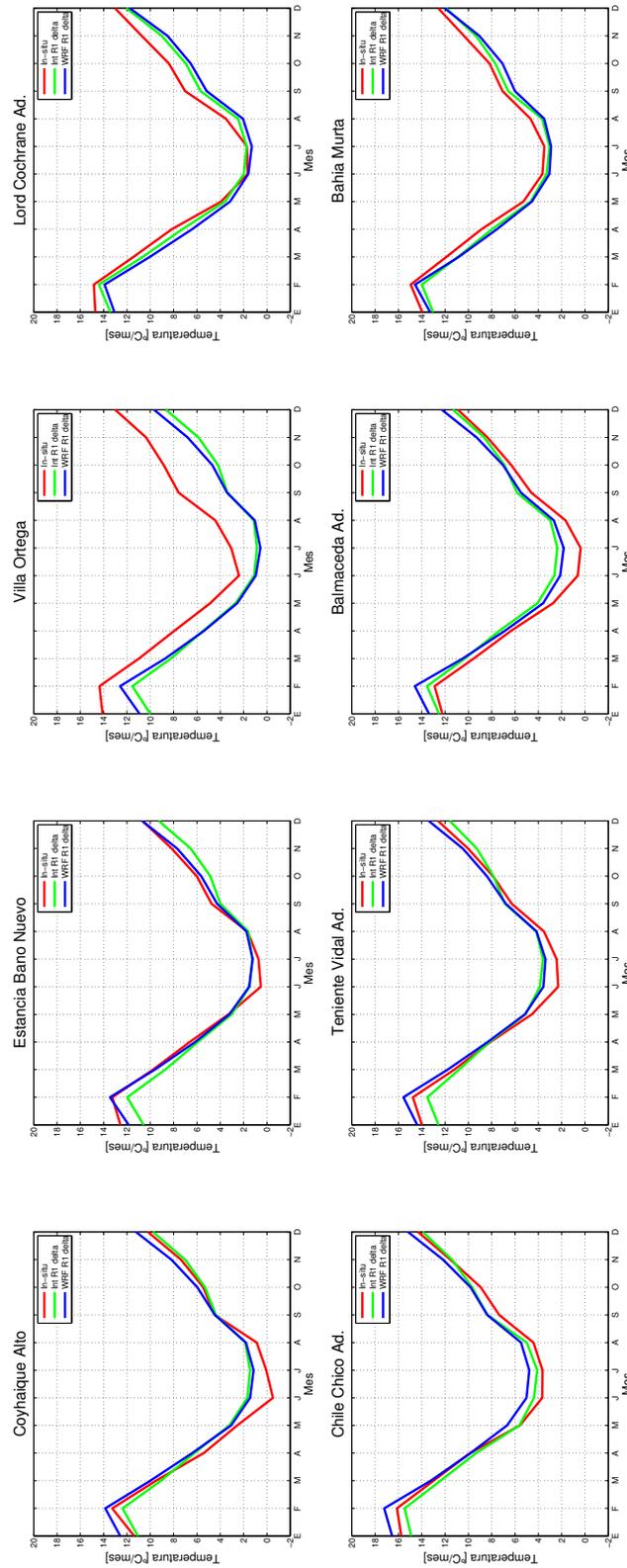


Figura 6.10: Comparación entre climatologías de temperaturas in-situ (rojo), *interpoladas* (verde) y WRF *correctadas* (azul) por R1, para **lla**. La relación entre las temperaturas in-situ e interpoladas siguen presentando resultados variables, similares a los casos anteriores. La aproximación entre los *ciclos anuales* se hace próxima en las estaciones **Coyhaique Alto**, **Chile Chico Ad.**, **Teniente Vidal Ad.** y **Bahía Murta**, de igual forma que en el caso **lla**. **Fuente:** Elaboración propia.

6.2.5. Mapas climatológicos estacionales para **lap**, **llap** y **lla**; ajuste **R1** y Δ

Los mapas climatológicos estacionales de la temperatura, realizados para los 3 casos de estudio: **lap**, **llap** y **lla**, considerando el ajuste de corrección **R1** y Δ , son expuestos en las figuras (6.11), (6.12), (6.13) y (6.14).

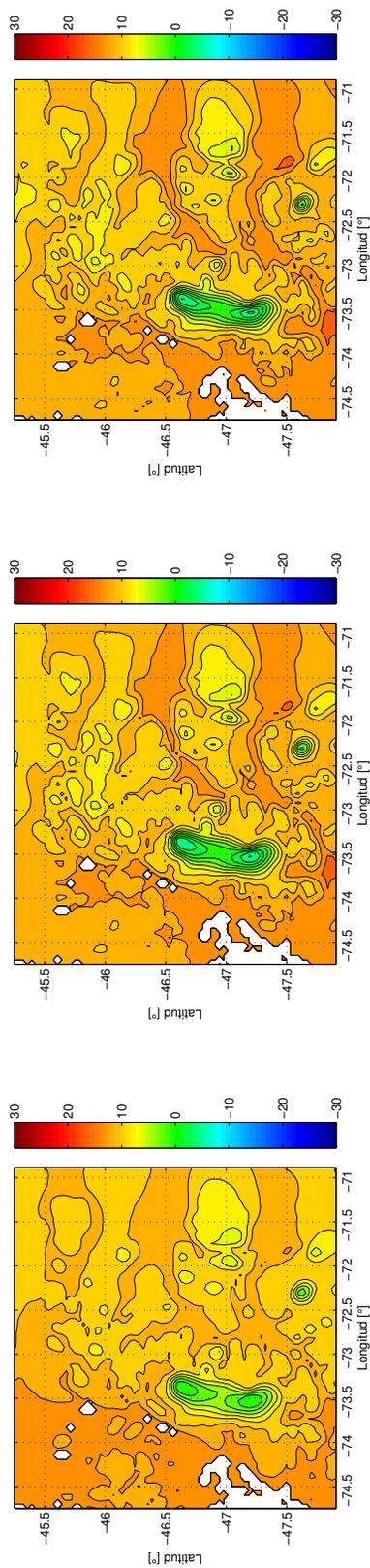
Las figuras respectivas representan la climatología media estacional de la temperatura del aire superficial. Después de haber obtenido los coeficientes, relativos a los distintos casos, éstos son interpolados espacialmente considerando las coordenadas geográficas relativas a la zona de estudio. La resolución espacial, u horizontal, dada para todas las interpolaciones, corresponde a 4,5 [km].

En la figura (6.11), representa la media estacional de verano. En ella es posible visulizar que la región que alberga a Campo de Hielo Norte es bien descrita, con temperaturas próximas a 0 [°C], además, es claro que el campo patagónico representa el área con mayor altura dentro de la zona de estudio (figura (5.1) (b)). Es destacable ver que el caso **llap** y **lla** muestran una mayor disminución de la temperatura en la zona de Campo de Hielo Norte que el caso **lap**, esto se debe a que la interpolación en **llap** y **lla** considera la inclusión de la variable *latitud*, variable que expresamente influye en los procesos globales de la temperatura a medida que aumenta hacia los polos geográficos. Consideremos el punto más alto otorgado por el DEM, cuyas coordenadas geográficas corresponden a (-73,5288°, -47,2208°), representando el punto a mayor altura dentro de Campo de Hielo Norte (4227,8 [m]), y por ende, de la zona de estudio. La temperatura media estacional dada por este punto, respecto al caso **lap**, corresponde a 0,097 [°C]. En el caso **llap**, la temperatura en el mismo punto es de -3,970 [°C]. Del mismo modo, en **lla**, es de -4,535 [°C]. Al considerar la estación de verano, también es posible encontrar la máxima temperatura media, y a su vez la mayor del *ciclo anual*, ubicada en el punto geográfico (-74,750°, -47,013°) cuyo valor es de 15,215 [°C], en el caso de **lap**. Para **llap**, la temperatura corresponde al punto (-71,850°, -47,497°), y su valor es de 15,222 [°C]. Y en última instancia, **lla**, cuyo punto geográfico es (-71,780°, -47,531°), su valor es de 15,130 [°C]. En el caso **lap**, el valor considera un punto próximo a la costa, es decir, ubicado del lado occidental de Campo de Hielo Norte, por lo que capta directamente el influjo oceánico. En el caso **llap** y **lla**, las temperaturas máximas se concentran del lado oriental de Campo de Hielo Norte. Cabe consignar que el caso **lap**, las temperaturas no logran descender bajo los 0 [°C]. Las temperaturas, en el caso **llap** y **lla**, descienden bajo 0 [°C] a los 3351 [m].

En la figura (6.12), la media estacional corresponde a otoño. En este lance, es posible notar que los mapas respectivos a los 3 casos resultan ser más homogéneos visualmente. Considerando el caso anterior, el punto más alto dentro de la zona de estudio tiene por temperatura, en el caso **lap**, de -12,452 [°C], para **llap**, resulta ser -12,271 [°C], y en **lla**, -12,226 [°C], resultando muy próximas entre los 3 casos. Las temperaturas máximas que alberga la zona de estudio, para **lap**, corresponde al punto geográfico (-74,750°, -47,771°), y su valor es de 10,985 [°C]. En el caso **llap** y **lla**, el punto geográfico correspondiente es (-74,750°, -45,359°), cuyos valores corresponden 11,143 [°C] y 11,164 [°C]. Todos los valores de las temperaturas máximas corresponden al lugar más occidental de la región de estudio, aunque **llap** y **lla** están localizados a una latitud mayor que el caso **lap**. Además, en caso **lap**, las temperaturas descienden bajo 0 [°C] a 2035 [m]. Para **llap** y **lla**, el descenso se produce a 1987 [m].

Para la figura (6.13), que presenta la media estacional de invierno, deberían exponerse las temperaturas más frías dentro del *ciclo anual*. Nuevamente, al considerar el punto más alto en la región, ya definido, se tiene que para el caso **lap**, la temperatura es $-22,396$ [°C]. Para **llap**, es $-20,346$ [°C], y **lla**, es $-20,063$ [°C]. La temperatura de **llap** y **lla** son muy cercanas. Para las temperaturas máximas, en el caso de **lap**, corresponde a $7,1742$ [°C] y cuya ubicación geográfica es $(-74,750^\circ, -47,702^\circ)$. En **llap** y **lla**, corresponde a la misma locación $(-74,699^\circ, -45,251^\circ)$, y cuyos valores de temperatura son $8,357$ [°C] y $8,439$ [°C], que nuevamente se asemejan. Similarmente, las temperaturas, al descender bajo 0 [°C], lo hace, para el caso **lap**, a 995 [m]. Para **llap**, el descenso bajo 0 [°C] se realiza a 1027 [m]. Y en el caso dado por **lla**, el descenso se cumple a 1008 [m].

Mientras tanto, en la figura (6.14), que describe la media estacional de primavera, se tiene análogamente, la temperatura en el punto más elevado de la región. Para **lap**, es $-17,868$ [°C], para **llap**, es $-18,434$ [°C], y para **lla**, es $-19,110$ [°C]. Así, para las temperaturas máximas estacionales se tiene, en el caso **lap**, un valor de $11,986$ [°C], en la locación geográfica $(-74,7450^\circ, -47,013^\circ)$. Para **llap** y **lla**, se presenta en la misma locación geográfica $(-74,7450^\circ, -47,771^\circ)$, con temperaturas de $12,116$ [°C] y $12,007$ [°C]. La altitud, a la cual decrecen bajo 0 [°C] la temperatura, en el caso **lap**, es de 1616 [m]. En el caso **llap**, la altitud correspondiente es de 1652 [m]. Y en el caso **lla**, la altitud es 1630 [m].

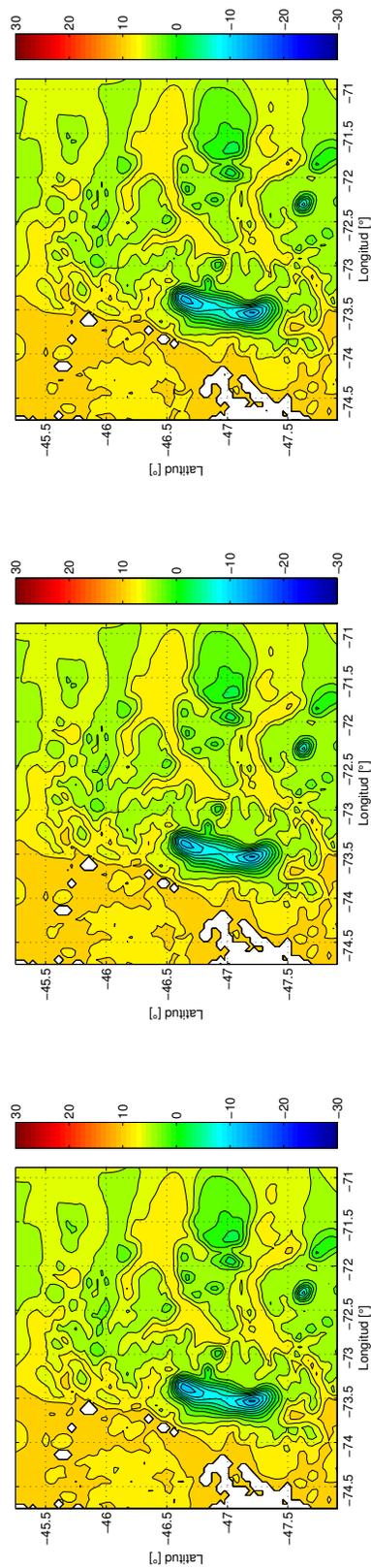


(a) Verano (lap)

(b) Verano (llap)

(c) Verano (lla)

Figura 6.11: Mapas climatológicos interpolados cuya representación considera la temperatura media estacional de verano en los casos **lap**, **llap** y **lla**, para un ajuste **R1** y Δ .
Fuente: Elaboración propia.

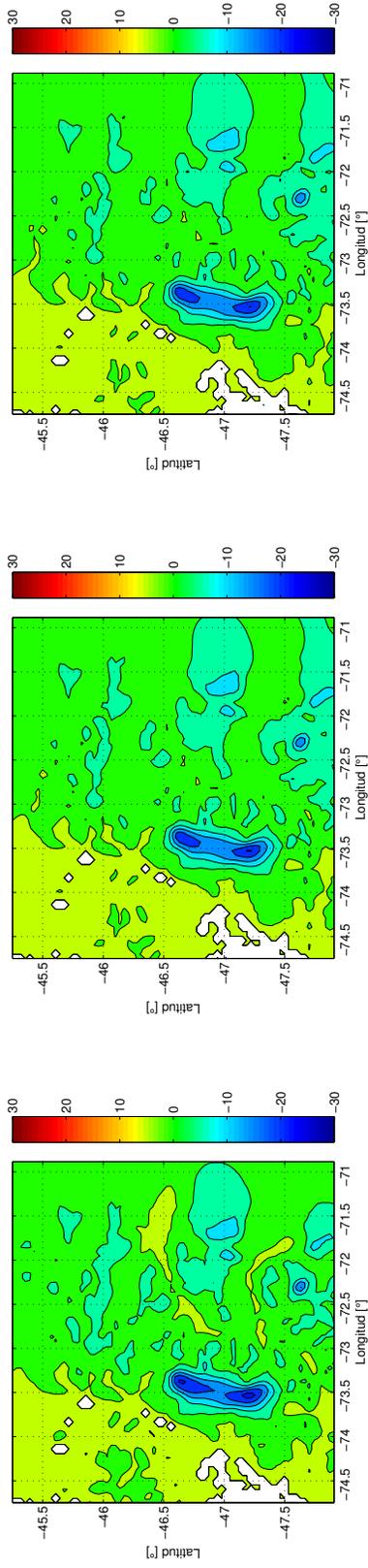


(a) Otoño (lap)

(b) Otoño (llap)

(c) Otoño (lla)

Figura 6.12: Mapas climatológicos interpolados cuya representación considera la temperatura media estacional de otoño en los casos **lap**, **llap** y **lla**, para un ajuste **R1** y Δ .
Fuente: Elaboración propia.

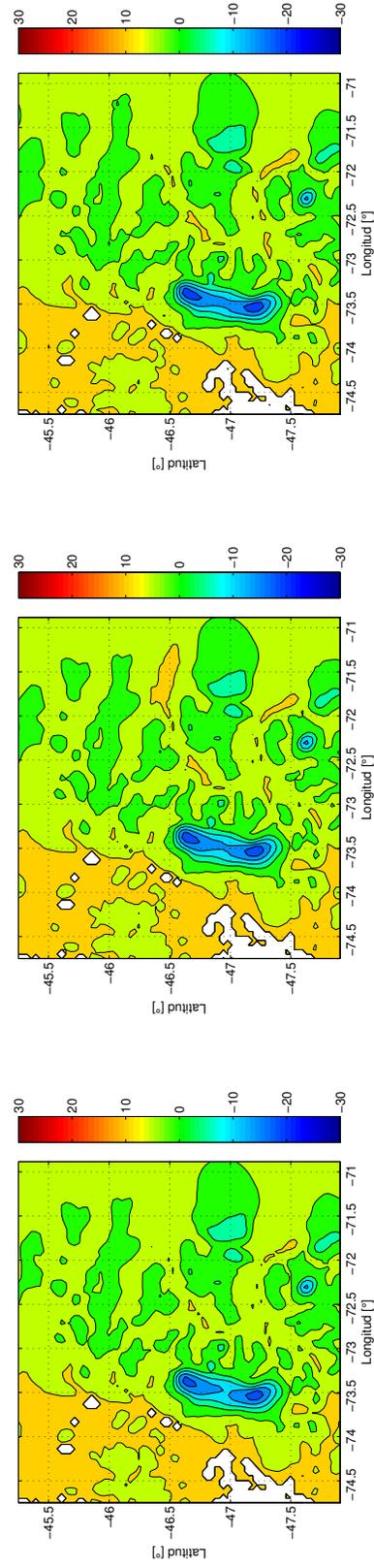


(c) Invierno (lla)

(b) Invierno (lla)

(a) Invierno (lap)

Figura 6.13: Mapas climatológicos interpolados cuya representación considera la temperatura media estacional de invierno en los casos **lap**, **lla** y **lla**, para un ajuste **R1** y Δ .
Fuente: Elaboración propia.



(c) Primavera (lla)

(b) Primavera (lla)

(a) Primavera (lap)

Figura 6.14: Mapas climatológicos interpolados cuya representación considera la temperatura media estacional de primavera en los casos **lap**, **lla** y **lla**, para un ajuste **R1** y Δ .
Fuente: Elaboración propia.

6.2.6. Trazado latitudinal del ciclo anual de temperaturas

De acuerdo a la figura (6.15), mediante un trazado latitudinal ($-46,909^\circ$), se ha esbozado el perfil del *ciclo anual* de la temperatura para 4 puntos a distintas longitudes. El punto ubicado en el *poniente* ($-74,546^\circ, -46,909^\circ$), representa una ubicación cercana a Campo de Hielo Norte. Este mismo perfil de temperaturas fue realizado por (Zambrano, 2011), y consideró un punto muy próximo a la costa ($-72,454^\circ, -44,393^\circ$), dada la ubicación geográfica. Por nuestra parte, este punto próximo a la costa, es inasequible obtenerlo, ya que nuestro *dominio* no logra alcanzar esos márgenes. Asimismo, el punto considerado en *altura* corresponde a la posición geográfica ($-73,494^\circ, -46,909^\circ$). El punto *intemedio*, se ubica en el lado *oriente* a Campo de Hielo Norte, y su ubicación corresponde a ($-71,494^\circ, -46,909^\circ$). Y en último término, el punto ubicado en las proximidades a la *estepa*, cuyas coordendas son ($-70,986^\circ, -46,909^\circ$). Los casos de evaluación del trazado están dados **lap**, **llap** y **lla**, con un *ajuste de corrección* de **R1** y Δ .

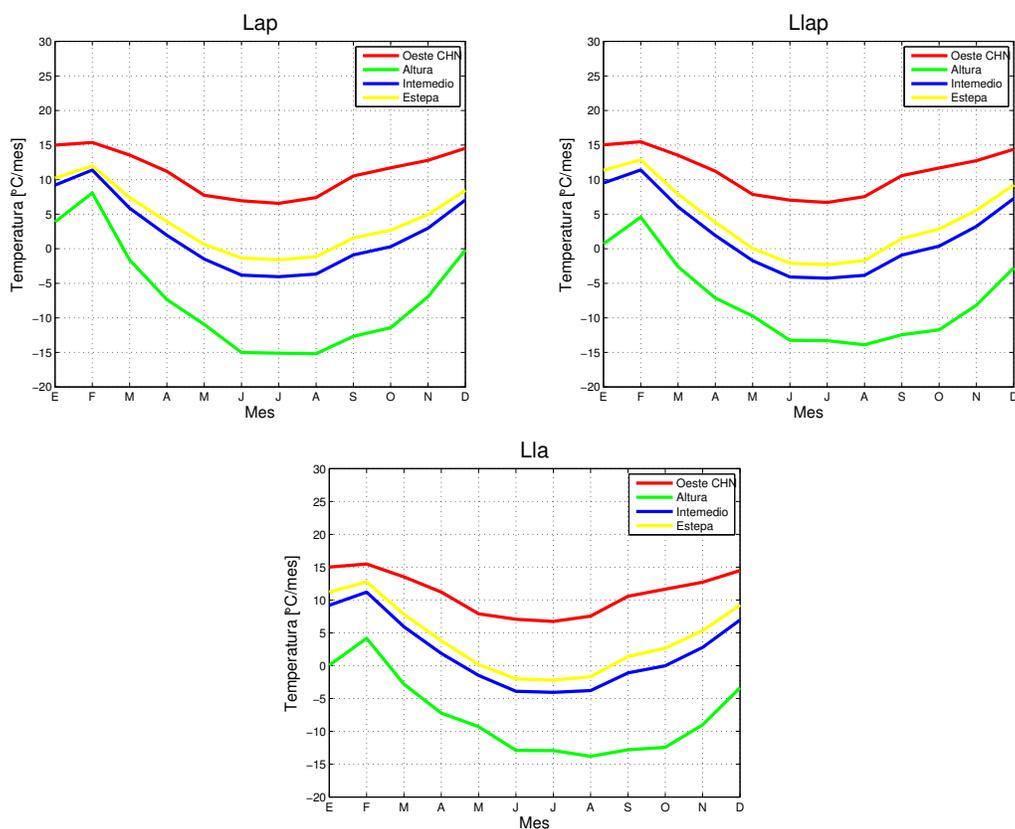


Figura 6.15: Trazado latitudinal para los casos **lap**, **llap** y **lla**, con *ajuste de corrección*, **R1** y Δ , para puntos variables en torno a la longitud. **Fuente:** Elaboración propia.

El valor medio del *ciclo anual* del punto poniente (figura (6.15)) a Campo de Hielo Norte, en en el caso **lap**, corresponde a $11,110$ [°C]. Para **llap** y **lla**, los valores son $11,150$ [°C] y $11,159$ [°C]. De acuerdo a (Kottke et al., 2006), la estación se localizaría en un clima de temperatura cálida, con humedad completa y verano cálido (cuenta al menos con 4 meses con temperaturas \geq a 10 [°C]).

El valor medio, correspondiente al punto en altura (figura (6.15)), en el caso **lap**, es de $-7,042$ [°C]. En el caso **llap**, corresponde $-7,478$ [°C]. Y en el caso **lla**, es de $-7,694$ [°C]. Este valor medio es muy

próximo al obtenido por (Zambrano, 2011), mediante el mismo de corte latitudinal. (Zambrano, 2011), al considerar un punto cuya locación geográfica está dada por $(-73,472^\circ, -47,197^\circ)$ obtuvo un valor medio del *ciclo anual* de $-7,400$ [°C]. En efecto, el clima referente a este punto corresponde al de montaña (6.2.8).

La estación intermedia (figura (6.15)), tiene por valores medios, en el caso **lap**, de $2,067$ [°C]. En el caso **llap**, es de $2,079$ [°C]. Y en el caso **llap**, corresponde a $1,967$ [°C], un poco menor a sus homólogos anteriores. Los valores obtenidos resultan ser un tanto menores a los valores dados por (Zambrano, 2011), siendo de $3,900$ [°C] en la localización $(-71,653^\circ, -45,394^\circ)$. De acuerdo al *Mapa mundial de clasificación del clima de Köppen-Geiger* (Kottek et al., 2006), el clima definido para esta zona intermedia se define como de *nieve*, ya que la temperatura mínima para este clima corresponde $T_{min} \leq -3$ [°C], siendo en los 3 casos próxima -4 [°C]. Esto contrasta con lo expuesto por (Zambrano, 2011), en que su trabajo, la zona intermedia, está definida dentro de un *clima templado lluvioso*.

La estación ubicada en las proximidades en estepa (figura (6.15)), en el caso **lap**, tiene por valor medio $3,979$ [°C]. Para **llap**, su valor corresponde a $4,085$ [°C]. Y en **lla**, su valor es de $4,037$ [°C]. El clima referente a la estación, tiene por temperatura mínima, en **lap**, $-1,587$ [°C], en **llap**, $-2,300$ [°C], y en **lla**, $-2,202$ [°C]. De acuerdo a estos últimos valores, el clima representativo corresponde a *templado lluvioso* (Kottek et al., 2006). Esto es importante a destacar, porque esto nos señala de que nuestra grilla interpolada, no logra adentrarse en zonas de estepas argentinas, limitando la información referente en torno a este clima.

6.2.7. Caso lla, locaciones fuera del dominio de estudio

El caso **lla**, permite la obtención de interpolaciones para estaciones fuera del dominio de estudio, ya que cuenta dentro de sus variables regresivas las coordendas geográficas *longitud* y *latitud*.

Por lo tanto, se han enumerado una serie de estaciones, que propiamente tal, pertenecen a enclaves muy lejanos a nuestra región. Es el caso de la estación *El Calafate, Argentina*, ubicada en la *Provincia de Santa Cruz, Argentina*. Del mismo modo, se ha considerado la estación *Punta Arenas*, cuya localización está dada en la *Región de Magallanes y de la Antártica Chilena*, en la ciudad de *Punta Arenas*, ambas definidas en la sección (5.2.4). No obstante, existen 4 estaciones más, incluidas en el listado general de estaciones de estudio (tabla (8.6)), y que también han sido definidas en la sección (5.2.4). Éstas corresponden a: *La Junta, Puerto Puyuhuapi, Villa Mañihuales* y *Río Cisnes*.

Los resultados obtenidos para todas las series interpoladas de la temperatura, se exhiben en la figura (6.17). En el primer caso, la serie interpolada obtenida para *El Calafate, Argentina*, muestra que el *ciclo anual* es completamente sobrestimado, mostrando su mayor aproximación en el mes de mayo. De acuerdo a (Kottek et al., 2006), la estación *El Calafate, Argentina*, en una zona de *estepa árida* con temperatura *árida fría*. Asimismo, su temperatura media anual corresponde a $7,847$ [°C], compartiendo el criterio, $T_{anual} < 18$ [°C], que describe a *estepas y desiertos fríos*. Además, el clima característico de esta zona se rige por masas de aire más secas y vientos del oeste debido al desplazamiento del *Anticiclón Subtropical*

y al consiguiente gradiente de presión latitudinal. De acuerdo a (Carrasco et al., 2002), la temperatura media anual del aire, a ambos lados de la cordillera es próxima a los 6 [°C] (y próxima a los 7,847 [°C], del lado oriental, en donde se ubica El Calafate), con una mayor amplitud y estacionalidad diaria en la zona continental oriental. Para la estación *Punta Arenas*, las temperaturas interpoladas sobrestiman en demasía el *ciclo anual* observado. Las temperaturas distan mucho de lo debido, tanto en el caso de la temperatura interpolada, cuya media anual resulta de 11,780 [°C], a diferencia de su par observado, cuyo valor es de 7,037 [°C]. De acuerdo a la clasificación del clima de Köppen-Geiger (Kottek et al., 2006), su clima es de tipo *polar* con un criterio de temperatura *tundra polar*, diferenciándose en gran medida, tanto en su latitud, a nuestra región de estudio, como a sus climas constitutivos (1.3). De igual forma el clima que regula el sur de la Patagonia está fuertemente influenciado por el *Modo Anular del Sur* (SAM, también conocido como *Oscilación Antártica*), definido como la diferencia de presión media zonal entre las latitudes medias del hemisferio sur y la Antártica (Marshall, 2003).

Los resultados obtenidos para *La Junta*, *Puerto Puyuhuapi*, *Villa Mañihuales* y *Río Cisnes* resultan ser más semejantes. Éstas estaciones están inmersas en los climas característicos de la región de Aysén, y se sitúan a distancias relativamente cercanas a nuestra región de estudio. Tanto *La Junta* como *Villa Mañihuales* y *Río Cisnes* sobrestiman el *ciclo anual*, con temperaturas mayores dentro del ciclo climatológico (temperaturas próximas a las observadas en los meses estivales, y una más alta diferencia en el resto del año). En *Río Cisnes*, el *ciclo anual* de la temperatura es muy dispar a su homóloga observada, mostrando temperaturas más frías en los meses de verano y parte de otoño, y más cálidas, en los meses de invierno y parte de la primavera.

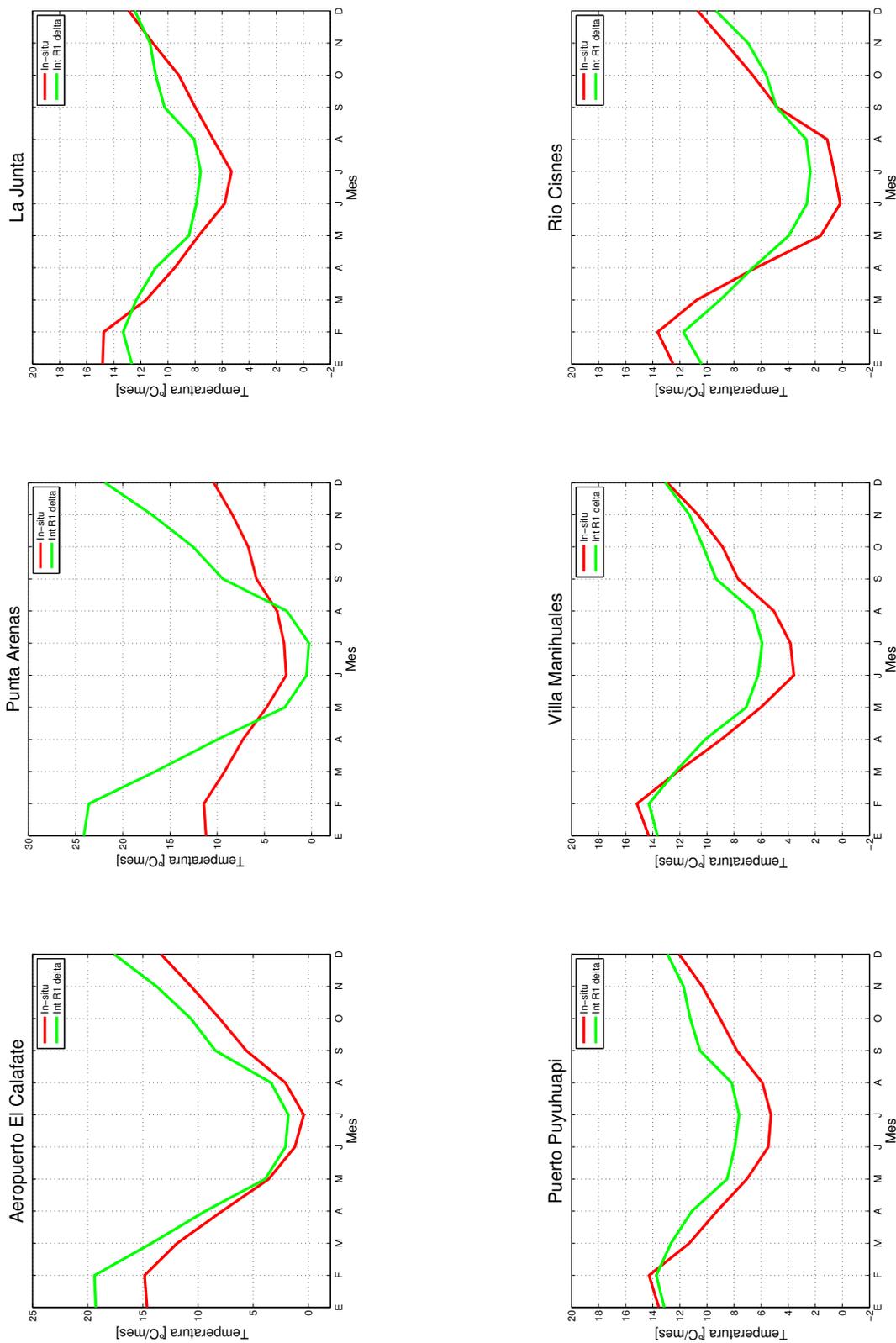


Figura 6.17: Climatologías de las temperaturas para estaciones ubicadas fuera del dominio de estudio, y como parte de prueba del caso Ila. Fuente: Elaboración propia.

6.2.8. Comparación de estación en altura

La comparación para la estación en altura, correspondiente a la ubicación geográfica $(-73,594^{\circ}, -46,704^{\circ})$ y denominada **Glaciar San Rafael en Campo de Hielo Norte**, permite la revisión de su climatología prevista entre los años 2014-2015. La estación más próxima dentro del ciclo climatológico, aportado por el estudio, corresponde al punto cuya ubicación tiene por coordenadas geográficas $(-73,580^{\circ}, -46,700^{\circ})$ (figura (6.18)).

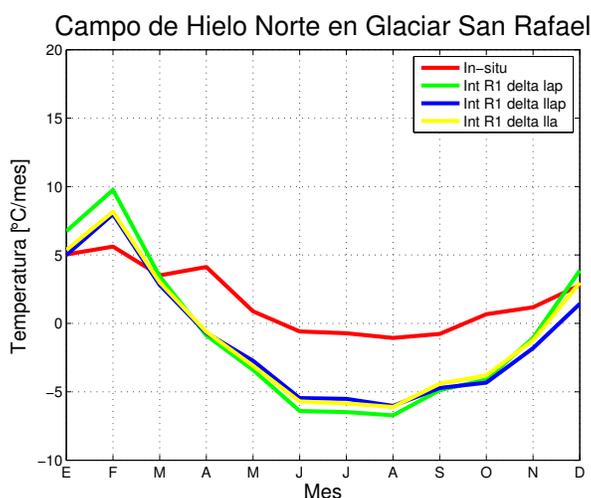


Figura 6.18: Comparación de las climatologías de la temperatura para la estación **Campo de Hielo Norte en Glaciar San Rafael** correspondiente a los casos **lap**, **llap** y **lla**, cuyo ajuste es dado por **R1** y Δ . **Fuente:** Elaboración propia.

Los resultados, dados por **lap**, **llap** y **lla**, considerando el *ajuste de corrección R1* y Δ , muestran una subestimación del *ciclo anual*. La temperatura media anual de la información in-situ corresponde a 1,718 [°C], mientras que para **lap**, es de -0,846 [°C], para **llap**, es de -1,176 [°C], y para **lla**, es de -0,947 [°C]. Las temperaturas, en los 3 casos, logran aproximarse en los meses de enero, marzo y diciembre. En febrero, tienden a ser mayores, por sobre los 2 [°C]. Y en el resto del año, las temperaturas interpoladas tienden a descender, estableciendo una diferencia, en el mes de julio, por casi 4 [°C], respecto a su par in-situ. A pesar de la gran diferencia entre valores de temperatura dado para los distintos casos, el modelo interpolador logra desarrollar el *ciclo anual* referente al punto en cuestión, cuyo clima referencial es el de *alta montaña* o por efecto de altura. Si embargo, el modelo interpolador, dista mucho de obtener resultados representativos para zonas en altura. No obstante, al revisar los resultados concernientes a los mapas climatológicos (figuras (6.11), (6.12), (6.13) y (6.14)), éstos regionalmente permiten visualizar y identificar la zona de Campo de Hielo Norte de forma clara, destacando la variabilidad en altura de la temperatura.

6.2.9. Comparación y validación a 800 [m]

La acción de comparación a 800 [m], está dada por el trabajo planteado por (Hijmans et al., 2005), quién recopiló los promedios mensuales del clima, provenientes de estaciones meteorológicas de gran parte del mundo, dadas para el período entre 1950-2000, e interpoló la información climatológica mediante el algoritmo de *spline suavizado*, implementado en ANUSPLIN (Hutchinson and Xu, 2004), permitiendo la creación de superficies climáticas globales para la temperatura (también para la precipitación) a través de una resolución espacial de 30 *segundos de arco* (próximo a los 800 [m]). Para efectos del trabajo, (Hijmans et al., 2005) excluyó la *Antártica*, y consideró principalmente zonas terrestres del globo. La información climatológica completa está compilada en una base de datos denominada **WorldClim**¹.

Consecuentemente, nuestro trabajo, a pesar de que los períodos de análisis son relativamente distintos, el objetivo es permitir una semejanza de las 8 estaciones previamente definidas, y confrontar la información climatológica aportada por la base de datos **WorldClim**, respecto a la información de temperatura in-situ, y además, interpolar las climatologías respectivas de las 8 estaciones a 800 [m], considerando los casos **lap**, **llap** y **lla** (y *ajuste de corrección*, **R1** y Δ), definido en la anterior comparación ((6.2.2) y (6.2.4)). Como máxima previa, establecemos que los coeficientes, aportados por las respectivas **RLM** del caso **lap**, **llap** y **lla**, mediante **R1** y Δ , permiten la interpolación de las temperaturas a escala o *resolución espacial* expresamente deseada, en este caso a 800 [m]. Es de consideración recordar que todos los casos de interpolación realizados, por ejemplo, en (6.2.2) y (6.2.4), fueron desarrollados a una resolución horizontal de 4,5 [km].

Por consiguiente, los resultados de interpolación son expuestos en la figura (6.19). Para la información de temperatura, aportada por **WorldClim**, y contrastada con la información in-situ, se tiene que el *ciclo anual* que presenta mayor *RMSE* corresponde a **Villa Ortega**, cuyo valor es de 1,170 [°C], y *EPMA* de 0,8%. A pesar, de que sigue existiendo un *desfase* en el ciclo de la temperatura, la variabilidad se ve mucho más atenuada a diferencia de los casos (6.2.2) y (6.2.4), incluso, gráficamente, es posible notar la semejanza que existe entre los meses de otoño (marzo, abril y mayo) y parte de invierno (junio). Respecto a la estación que presenta menor *RMSE*, ésta corresponde a **Teniente Vidal Ad.**, cuyo valor es 0,680 [°C], y *EPMA* de 0,164%. Aunque la proximidad a su par in-situ, es mucho más notoria, la climatología presenta también un ligero *desfase*.

En el caso de **lap** (figura (6.19)), la climatología con mayor *RMSE* es **Lord Cochrane Ad.** con 2,750 [°C], y *EPMA* de 2,204%. Lo mismo para los casos **llap** y **lla**, en que los valores de *RMSE* corresponden a 2,238 [°C] y 1,566 [°C], y *EPMA* de 1,751% y 1,211%. En el caso del menor *RMSE* concretado por los resultados se tiene, que, en el caso **lap**, la estación **Estancia Baño Nuevo** representa el menor valor, siendo de 0,556 [°C], y cuyo *EPMA* equivale a 0,492%. Para **llap** y **lla**, el menor valor está representado por la estación **Chile Chico Ad.**, cuyos valores corresponden a 0,658 [°C] y 0,662 [°C], y *EPMA* de 0,011% y 0,044%.

¹<http://www.worldclim.org>.

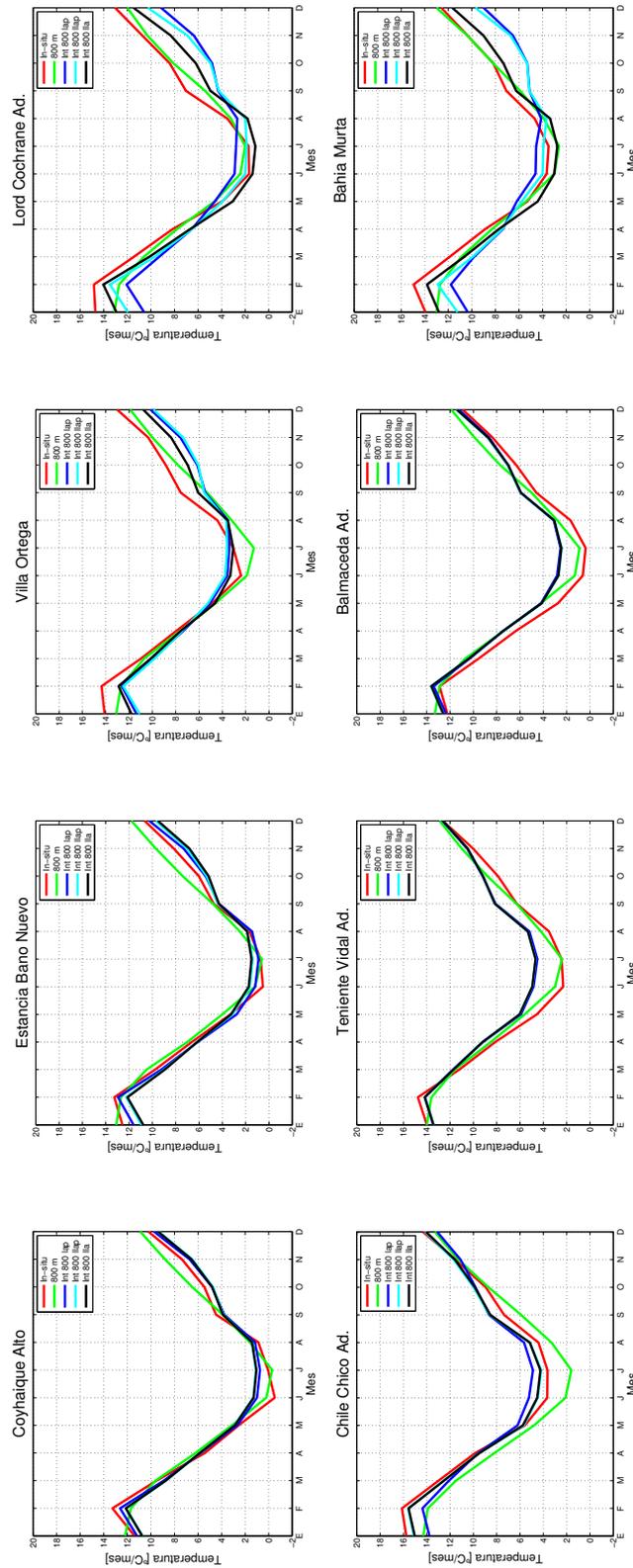


Figura 6.19: Comparación entre climatologías de temperaturas in-situ (rojo), **WorldClim** (800 [m]) (verde), *interpoladas a 800 [m]* para lap (azul), *interpoladas a 800 [m]* para llap (celeste) e *interpoladas a 800 [m]* para lla (negro). **Fuente:** Elaboración propia.

Capítulo 7

Discusión

7.0.10. Modelación WRF de la temperatura

Las temperaturas obtenidas por la simulación de control sobre las 8 estaciones, ubicadas dentro de la zona de estudio (figura (6.1)), permiten examinar, que la comparación entre las climatologías, resueltas por WRF, y sus pares in-situ, se diferencian de forma notoria, entre cada estación. Para una obtención de resultados más concisos en el futuro, es menester considerar un modelo de elevación digital de mayor resolución topográfica, por ejemplo, **SRTM**¹, correspondiente a 3 *segundos de arco* (90 [m]), ya que la complejidad geográfica de la región es enorme. A su vez, la resolución horizontal de la grilla configurada en WRF (nuestro caso fue de 4,5 [km]), también debería aumentarse por una grilla más fina. Éstas medidas, en principio, ayudarían en gran orden, al incremento de puntos de grilla, permitiendo situar la localización de estaciones en alturas de forma más precisa. Como ejemplo, al considerar la distancia relativa entre la estación in-situ y su misma estación virtual, en el caso de **Coyhaique Alto** (cuadro (5.3)), ésta corresponde a 1810 [m], y la diferencia de altura que existe es de 72 [m]. Situación similar sucede en **Chile Chico Ad.**, cuya distancia entre estación in-situ y virtual es de 3620 [m], y la diferencia de altura es de 37 [m] (cuadro (5.3)), entre otras. De ahí que al contar con un DEM, a mayor resolución topográfica y el establecimiento de una grilla con mayor resolución horizontal, permitiría que los valores de localización y altura entre estaciones in-situ y virtuales, tengan una mayor semejanza. No obstante, el trabajo desarrollado por (Villarroel et al., 2013), considera prácticamente, la misma región de estudio sobre la que hemos trabajado, a excepción de zonas costeras. (Villarroel et al., 2013) utilizó un dominio pequeño cuyo $\Delta x = 5$ [km] (al igual que (Schaefer et al., 2015)), y cuyas condiciones iniciales corresponden al reanálisis NCEP-NCAR, asignadas cada 6 horas, y donde la resolución espacial global es de $2,5^\circ \times 2,5^\circ$. Nuestro estudio acrecentó esta medida, al utilizar el reanálisis correspondiente a NCEP-FNL, siendo la condición de borde, o de entrada, de $1^\circ \times 1^\circ$, e inicializado, también, cada 6 horas.

Además, parte de la deficiencia de los resultados, podría haber sido solucionada, mediante un estudio

¹Modelo de elevación, o DEM, cuya escala es casi completamente global (56°S a 60°N). Representa ser una de las bases de datos topográficos de más alta resolución, y más completa, junto con GDEM ASTER.

de *sensibilidad* del modelo. Ésto, habría permitido mejorar el diseño de simulación meteorológica, e incidir de mejor forma en el *downscaling* de la región de estudio. Lamentablemente, un estudio de *sensibilidad*, en conjunto con el trabajo simulativo, estaba sujeto a una exigüidad de tiempo, debido a que la demanda computacional, si bien, era excelente, no lograba sostener una suficiencia en el respaldo de la información de salida. Cabe destacar, que la generación de un mes de información simulada, correspondía a un día completo de simulación. La implicancia de aumentar la resolución horizontal de la grilla ($\Delta x < 4,5 [km]$), habría generado muchas dificultades, incluso inviables, para el cálculo de la temperatura.

Otro inconveniente, es la escasez, ya mencionada anteriormente, de estaciones meteorológicas en la zona. De acuerdo a la validación, las 8 estaciones consideradas, se encuentran localizadas en la *vertiente oriental* de Campo de Hielo Norte, y de manera septentrional en la grilla del dominio (figura 5.2). Por lo tanto, se imposibilita una validación próxima a la costa. A diferencia de (Villarroel et al., 2013), que sí cuenta con al menos dos estaciones muy cercanas a la costa. Aunque en nuestro estudio, se intentó considerar una estación cercana a la costa, (estación *Caleta Tortel*, perteneciente a la DGA), resultó que la estación tenía una gran carencia de registros dentro del período. Estaciones como *Cabo Raper* y *San Pedro*, son puntos ubicados en los márgenes costeros de la región, posibilitando un gran expediente de información meteorológica. La documentación es propiedad del *Servicio Meteorológico de la Armada* (SMA). Acceder a ella, habría significado tanto un coste económico (traslado a Valparaíso, lugar del departamento) como de accesibilidad a los registros, ya que es necesario contar con la autorización de personal idóneo y en conformidad a lo dispuesto por la institución.

Respecto a las climatologías, expuestas en la figura (6.1), el modelo WRF es capaz de describir el *ciclo anual* de las temperaturas, dejando entrever sesgos, tanto en la fecha de verano (temperaturas más frías) como en invierno (temperaturas más cálidas). De acuerdo a (Lenaerts et al., 2014), las temperaturas, relativamente bien simuladas, deben caer dentro del rango de incertidumbre de medición, es decir, $1 [^{\circ}C]$, realidad que contrasta con lo expuesto en la tabla (6.1), en donde el *RMSE* obtenido, muestra que todas las estaciones obtienen un valor por sobre $1 [^{\circ}C]$. Asimismo, el modelo *subestima* el ciclo anual de todas las estaciones en prueba. En efecto, el desempeño del modelo, en relación con la *subestimación* de los resultados, es un tema que necesita ser abordado con mayor atención. De acuerdo al *desfase* de las series, en la figura (6.1), también se requiere un análisis más recabado, ya que (Villarroel et al., 2013), en su resultado respecto a la climatología de *Cabo Raper*, también se encuentra con un ligero *desfase* en meses de invierno.

7.0.11. RLM y reconstrucción de la temperatura

Nuestro gran antecedente, ha sido el trabajo de (Zambrano, 2011), concretado sobre la misma Región de Aysén, con el fin de establecer, o disponer, de una climatología de la temperatura del aire a alta resolución ($4,5 [km]$), mediante **RLM**, a través de una serie de procedimientos que involucran aspectos como la topografía, clima y geografía de la zona.

Como parte del itinerario establecido para la **RLM**, se consideró, en primera medida, las climatologías

de las temperaturas resueltas por el modelo WRF, equivalentes a 8 estaciones virtuales, y sus pares in-situ. De acuerdo a la *variabilidad estacional* en cada estación meteorológica, se hacía necesario establecer un ajuste, que permitiera corregir en gran medida el sesgo obtenido en las respectivas series climatológicas. Para ello, se contó, con la utilización, en primera instancia, de un ajuste efectuado a través de la *media* y la *varianza*. Como antecedente ante esto, podemos ver la experiencia de trabajo realizada por (Terink et al., 2008), cuya prueba de corrección de las temperaturas sirvió como información de entrada para la aplicación del modelo *Variable Infiltration Capacity* (VIC), en la cuenca del Rín, en Europa. Al respecto, la información de corrección, se hizo considerando las estaciones de observación in-situ, y sus símiles WRF. Los valores obtenidos de esta corrección (en este caso $\mathbf{R1}$ y Δ), resultan ser adecuados, para la realidad de trabajo que se nos presenta, debido, principalmente a la escasez de estaciones meteorológicas en la zona. Por su parte, $\mathbf{R2}$, resultó ser un estudio de prueba con la pretención de analizar el comportamiento de corrección de las series, y que a su vez, no obtuvo resultados tan satisfactorios en el ajuste de la amplitud de las climatologías reconstruidas (figuras (6.5) y (6.6)). Luego, a través de múltiples pruebas de \mathbf{RLM} , que consideraron, en definitiva, la corrección de las 5929 estaciones virtuales aportadas por la grilla WRF, las cuales, mediante un amplio espectro de puntos, permitirían abordar de forma más conveniente la carencia de estaciones de observación. Esto es un aspecto fundamental, ya que las experiencias de trabajo, tales como (Rolland, 2003), (Hijmans et al., 2005) y (Dorji et al., 2016), siempre trabajaron, respecto a los modelos de regresión, sobre la base y registro de estaciones de observación in-situ.

Seguidamente, se consideró la regresión que utiliza como variables predictoras *longitud*, *altura* y *pendiente* (\mathbf{lap}), tal como en el trabajo de (Zambrano, 2011), representando en su trabajo un rol preponderante en la \mathbf{RLM} y posterior reconstrucción de la temperatura. Al realizar la \mathbf{RLM} , se tuvieron en cuenta 4 *correcciones de ajuste*, lo que posibilitó poner en perspectiva la variación de los coeficientes que participaron de la regresión, como expone la figura (6.2). Ante esto, se consideró el *ajuste de corrección*, $\mathbf{R1}$ y Δ , con el que se obtuvieron menores *RMSE*. Todos los coeficientes experimentaron, al igual que (Rolland, 2003), un *patrón estacional temporal* dentro del ciclo, y cuya forma estacional se asemeja bastante a una *sinusoide*.

Dentro de los coeficientes en \mathbf{lap} , quién merece una mayor atención es el coeficiente dado por la *altura* [(Rolland, 2003)], conocido como *gradiente* o *tasa de caída* de la temperatura [(Rolland, 2003)]. Los *ciclos anuales* obtenidos de \mathbf{lap} , y resueltos para la *tasa de caída*, $\alpha_2(t)$, (figura (6.2)), muestra que las diferencias están dadas por la *amplitud* entre las series cuyos coeficientes son $\mathbf{R1}$ y $\mathbf{R2}$, es decir, el *ciclo anual* de la *tasa de caída* correspondiente a $\mathbf{R1}$ y $\mathbf{R1}$ y Δ es prácticamente idéntico, pero distinto al ciclo anual generado por $\mathbf{R2}$ y $\mathbf{R2}$ y Δ (éstos dos últimos, también presentan semejanza). Las diferencias se dejan ver especialmente en las épocas de verano e invierno. Respecto a la *estacionalidad* de la serie, ésta se muestra muy distinta que las *tasas de caída* obtenidas por (Rolland, 2003). (Rolland, 2003) sugiere como principio para el establecimiento correcto de un patrón mensual, que al momento de efectuar un proceso de regresión, se cuente con al menos 30 años de valores promedio y más de 60 estaciones de evaluación. Cualquier ambigüedad o diferencia que presente el ciclo anual en la *tasas de caída* se deberá a *artefactos estadísticos*, es decir, a deficiencia de estaciones climáticas (especialmente en altas elevaciones) y/o períodos excesivamente cortos para el cálculo de valores climáticos. No obstante, mucho de los promedios dados por el ciclo anual, resultan ser muy próximos a los obtenidos por (Rolland, 2003), Por nuestra parte, los promedios reportan una variación anual de la *tasa de caída* de la temperatura entre 0,0057 y 0,0059

$[\frac{^{\circ}\text{C}}{\text{m}}]$ (6.2), a diferencia de (Rolland, 2003), que reportó una variación anual de la *tasa de caída* de la temperatura entre 0,0054 y 0,0058 $[\frac{^{\circ}\text{C}}{\text{m}}]$ (6.3). De igual forma (Dorji et al., 2016), mediante su trabajo regresivo en Bután, en Asia, también reportó una variación entre 0,0042 y 0,0058 $[\frac{^{\circ}\text{C}}{\text{m}}]$, un tanto mayor a la nuestra.

Las pruebas realizadas, sobre los casos **llap** y **lla** (6.2.3), fueron consecutivamente hechas, de acuerdo al *ajuste de corrección*, **R1** y Δ , y determinó la inclusión de la variable *latitud*, así como la exclusión de la variable *pendiente*. Los coeficientes de altitud también son significativos, teniendo por valores 0,0059 $[\frac{^{\circ}\text{C}}{\text{m}}]$ (**llap**) y 0,0060 $[\frac{^{\circ}\text{C}}{\text{m}}]$ (**lla**). La importancia de la variable *latitud*, como ya hemos mencionado, se gesta del hecho, de otorgar una localización geográfica a estaciones fuera del dominio de estudio. Sus resultados en torno a la comparación y validación muestran una variabilidad sostenida, provista de un alto R^2 , y un *EPMA* que varía, en el caso de **llap**, entre 0,161 % y 2,689 %, y en el caso de **lla**, entre 0,146 % y 2,825 %. Además, los intervalos de *EPMA*, en **llap** y **lla**, son muy próximos al intervalo del caso **lap**, que es entre 0,208 % a 2,368 %. Todo este proceso, debe convenirse, en la forma en que la reconstrucción de climatología de la temperatura, señalado para todas las estaciones, involucra *subestimaciones* o *sobrestimaciones* respecto a las temperaturas in-situ.

Los mapas climatológicos estacionales e interpolados, recrean bien el escenario de la región (figuras 6.12), (6.13) y (6.14)), aunque se constata una pequeña disminución de sus dimensiones, respecto a los mapas generados por (Zambrano, 2011). Ésto, claramente, se hizo con el fin de acentuar bien la zona de Campo de Hielo Norte y la cuenca del río Baker. Ligeras diferencias de las temperaturas se observan en algunos punto de interés, como se ha verificado en los resultados, en especial en lo que respecta a la variable *altura* (6.2.5). No obstante, la importancia radica en que la zona de Campo de Hielo Norte, las temperaturas se muestran bajo 0 [°C], al igual que (Villarreal et al., 2013). Además, el trazado latitudinal realizado para puntos dentro del engrillado (6.2.6), no permite distinguir puntos situados exactamente en la costa ni en las estepas apartadas de Argentina, por lo tanto, hay una ligera restricción de sucesos en esas ubicaciones.

Para locaciones definidas fuera del dominio de estudio (6.2.7), los resultados de sus ciclos anuales son variados, debido a que las realidades climáticas de las locaciones responden a otros factores ambientales. Por un lado, el caso **lla**, que pretende dar una respuesta a puntos con ubicación geográfica definida, como es el caso *El Calafate, Argentina* (figura (6.17)), *sobrestime* en gran medida las temperaturas in-situ, a pesar de que la realidad climática de esta zona también es afectada por el *Anticiclón Subtropical* proveniente del Océano Pacífico. El *EPMA* obtenido para la estación *El Calafate* corresponde a 2,453 %. En el caso de *Punta Arenas* (figura (6.17)), la situación se torna muy distinta, dejando entrever también una exacerbada *sobrestimación* respecto a la temperatura in-situ y cuyo *EPMA* resultante es de 7,075 %. La realidad de las estaciones localizadas cercanas a la zona de estudio (6.2.7) es relativamente mejor. La estación *La Junta* (figura (6.17)), presenta una distancia comparablemente menor a la costa, y su variabilidad estacional *sobrestima* en menor medida a su par in-situ. El *EPMA* obtenido corresponde a 0,251 %. Lo destacable de ésta última estación es que su climatología reconstruida es más similar a su par observado, al igual que los casos de *Puerto Puyuhuapi*, *Villa Mañihuales* y *Río Cisnes* (figura (6.17)), cuyos *EPMA* son 0,988 %, 0,393 % y 1,071 %, siendo relativamente bajos.

Además, la comparación de la climatología en una estación en altura como **Campo de Hielo Norte en Glaciar San Rafael**, vista en la figura (6.18), muestra que las temperaturas interpoladas *subestiman* en demasía la temperatura in-situ. No obstante, la variación que experimentan entre sí las temperaturas interpoladas no es de gran notoriedad, dejando en claro que el desempeño del modelo de regresión, aplicado a los respectivos casos (**lap**, **llap** y **lla**), con un mismo ajuste de corrección, no experimenta gran cambio.

La comparación entre las climatologías aportadas por **WorldClim**, y las estaciones interpoladas a 800 [m] es de gran consideración, ya que permite evaluar el desempeño de los coeficientes generados por la **RLM** a una resolución horizontal de 4,5 [km], para los distintos casos, y posteriormente, ser utilizados en la reconstrucción del *ciclo anual* de la temperatura de las estaciones en estudio, a 800 [m] de resolución espacial (figura (6.19)). **Villa Ortega**, quién usualmente presentaba errores significativos, al momento de ser interpolada a 800 [m], disminuye considerablemente su *RMSE*. Por otra parte, **Lord Cochrane Ad.** aumenta su *RMSE*, en tal punto, que en el caso **lap**, su *EPMA* sobrepasa el 2%. Las correlaciones siguen presentando un alta significancia, con valores por sobre 0,9. Es destacable el valor de *EPMA* obtenido por **Chile Chico Ad.**, resultando ser menor a 0,1%. Si bien, los errores de las temperaturas interpoladas, tienden a disminuir (tabla (8.10)), en algunas estaciones, como las ya mencionadas, el *RMSE* promedio tiende a incrementarse menormente. Esta disminución, un tanto general, de las temperaturas interpoladas, muestra que el aumento de la resolución espacial en la reconstrucción de la temperatura mejora, situación afirmada por (Hijmans et al., 2005). De todas maneras, es de sumo cuidado entender que una mejoría de la reconstrucción climatológica no implica que la información rebose de un alta calidad. Ante esto, (Hijmans et al., 2005) y (Rolland, 2003) son persistentes.

Algunas consideraciones, que se deben tener en cuenta, para una mayor fiabilidad en los resultados. (Rolland, 2003), propone que al momento de efectuar un estudio regresivo no solamente se cuente con una gran densidad de estaciones e información climatológica, sino además, con una zona suficientemente pequeña y diferenciada climáticamente respecto a otras zonas adyacentes. Esto es de gran importancia, porque nuestra región de estudio, que fue disminuida dimensionalmente, siguió presentando una extensión latitudinal amplia (cerca a los 300 [km] entre latitudes extremas) y dentro de la misma grilla, la variedad de climas, descritos en la sección (1.3), es notoria. Estos factores perfectamente podrían contribuir a la variación significativa de los resultados si no se tienen en cuenta. En consecuencia, se hace necesario clasificar, o dividir, áreas de estudio teniendo en cuenta su situación climática, la existencia de entornos montañosos y una extendida red de estaciones meteorológicas con una cobertura de observación vasta, aspectos que el trabajo carece, pero que establecen un antecedente valiosísimo al momento de efectuar, y mejorar, la reconstrucción de las temperaturas a partir de modelos de regresión.

Finalmente, la información concerniente a los archivos de temperatura de WRF, queda a disposición para cualquier propuesta, o interés que considere la evaluación, corrección o aplicación de las mediciones sobre la zona de estudio. Los resultados son significativos, y sirven como información de entrada para la contribución de nuevas áreas de investigación, por ejemplo, una de ellas, el estudio hídrico de la región. Además, la información puede servir para contrastar zonas en donde la información o registros siguen siendo insuficientes, sea el caso de Campo de Hielo Norte.

Capítulo 8

Conclusión

El propósito de este trabajo fue la obtención y corrección, mediante una regresión topoclimática, de las climatologías de la temperatura en superficie para la zona de Campo de Hielo Norte y la cuenca del río Baker, mediante el modelo Weather Research and Forecasting (WRF). La etapa, o duración, del estudio, contempló un período evaluado entre 2002-2009, utilizando 3 dominios anidados con resoluciones horizontales de 31,5, 13,5 y 4,5 [km], y condiciones iniciales NCEP-FNL de $1^\circ \times 1^\circ$. La generación de las climatologías por parte de WRF, y su posterior validación, permitió la instauración de un *modelo de regresión lineal* sobre ellas, previamente corregidas en su *media* y *varianza*. Posteriormente se estableció variadas pruebas de interpolación, logrando múltiples resultados, a través de estaciones comparativas reconstruidas mediante selección de variables ambientales y generación de mapas climatológicos estacionales.

De acuerdo a la hipótesis, se puede concluir que la implementación de un *modelo de regresión lineal* que considera la dotación de climatologías de temperaturas, previamente corregidas, sí mejora el escalonamiento mixto para un campo de temperaturas representativo para la región de estudio. En principio, esto se vio reflejado en que las climatologías extraídas de WRF (cuyos *EPMA*, en su mayoría cercano al 2%) (tabla (6.1)), al momento de ser reconstruidas, para el caso **lap** (6.2.1), el *EPMA* de las estaciones, se redujo considerablemente a partir de un mejor *ajuste de corrección* establecido (**R1** y Δ), encontrando estaciones como **Coyhaique Alto**, **Estancia Baño Nuevo** y **Chile Chico Ad**, cuyos valores porcentuales son 0,08 %, 0,61 % y 0,56 %, resultando ser mucho menores en comparación a las mismas estaciones extraídas directamente de las salidas de WRF, cuyos valores son 2,25 %, 1,06 % y 1,31 %. La estación **Villa Ortega** siempre presentó, tanto en **lap** como en WRF, los mayores *EPMA*, siendo de 2,35 % y 4,38 %. Posteriormente, los casos **llap** y **lla** (6.2.3), considerando como ejemplo nuevamente a **Coyhaique Alto**, **Estancia Baño Nuevo** y **Chile Chico Ad.**, sus valores de *EPMA* (caso **llap**) son 0,16 %, 0,95 % y 0,17%. En el caso **lla**, resultaron ser 0,27 %, 1,10 % (ligero aumento) y 0,15 %. **Villa Ortega**, para los casos **llap** y **lla**, sigue siendo la estación con el mayor *EPMA* obtenido, siendo de 2,69 % y 2,83 %.

Los resultados dados para la *tasa de caída*, en su valor medio anual, reflejan la consistencia esperada, ya que son próximos a los valores obtenidos por (Rolland, 2003) y (Dorji et al., 2016) en sus respectivos estudios. Además, la muestra de un *ciclo estacional*, con valores mayores en verano y menores en

invierno, refleja el verdadero patrón del *ciclo anual* en el *hemisferio sur*, y propio de la zona topoclimática (Zambrano, 2011), a diferencia de los ciclos anuales resueltos por trabajos, como (Rolland, 2003), en el *hemisferio norte*.

Parte de esta conclusión, también se sustenta en la creación de los mapas climatológicos estacionales (figuras (6.11), (6.12), (6.13) y (6.14)), que nos muestran la distribución dada por la interpolación de la temperatura. La variación espacial concuerda en puntos claves, por ejemplo Campo de Hielo Norte, con una misma representación hecha por (Villarreal et al., 2013), quien también genera un mapa climatológico medio anual en su trabajo, y remarca la importancia de la temperatura, bajo 0 [°C], en la zona del macizo gélido.

Diferencias, para sustentar la conclusión, podrían planetarse en el trazado latitudinal del *ciclo anual* de temperaturas en puntos dados (6.2.6), y en la comparación de estación en altura (6.2.8). En la sección de trazado latitudinal, nuestro dominio, al resultar un tanto más pequeño que el generado por (Zambrano, 2011), prescinde de puntos tanto en la costa como en la estepa patagónica, imposibilitando una descripción completa del gradiente de temperaturas en la zona de estudio. Además, (Zambrano, 2011), logra definir de acuerdo a sus resultados, tres tipos de zonas climáticas, de acuerdo a (Kottke et al., 2006): *clima templado húmedo*, *clima de alta montaña* y *clima de estepa fría*. Por nuestra parte, la investigación si logra definir un *clima templado húmedo*, en la zona poniente a Campo de Hielo, y un *clima de alta montaña*, propio del campo de hielo patagónico. La ambigüedad se presenta, en la zona intermedia, que en nuestro caso es un *clima de nieve*, a diferencia de (Zambrano, 2011), quien retrata esta zona intermedia como un *clima templado lluvioso*. De igual forma, la comparación dada por la estación en altura, plantea ciertas dificultades en la exactitud del modelo de regresión y en la *tasa de caída* de la temperatura, ya que el registro de valores de observación in-situ, por parte de la estación, es sólo de 2 años (2014-2015). Por lo tanto, el resultado obtenido de la modelación, *subestima* en exceso el valor de la temperatura.

En el caso de la comparación a 800 [m] (6.2.9), las climatologías a mayor resolución, siguen presentando resultados significativos, cuyos valores de R^2 siguen siendo por sobre 0,9, y los EPMA, en su gran mayoría no superan el 2%.

El trabajo ha entregado una evaluación significativa del desempeño de un modelo de regresión lineal multivariable ajustado a los resultados de un modelo climático, permitiendo observar gran parte de sus ventajas en el entendimiento de la variabilidad climática de la zona de estudio. Indudablemente, se requiere mejorar algunos aspectos en torno a la calidad y procesamiento de la información relacionadas con la parametrización del modelo WRF. Además, es imprescindible, para una correcta ejecución del modelo de regresión, contar con una amplia densidad de datos meteorológicos, y una vasta documentación ambiental de la zona, como lo enuncia (Rolland, 2003). Asimismo, las implicancias que plantean óptimos resultados de interpolación, sirven como base para una finitud de áreas investigativas, por ejemplo, en torno al cambio climático, hidrología, ecología, entre otras. Es el caso de (Zambrano, 2011), que a partir de su trabajo de reconstrucción de climatologías, logró la determinación del balance hídrico de las cuencas localizadas en la Región de Aysén. Del mismo modo, un campo climatológico reconstruido, podría servir para el estudio de la variabilidad climática del pasado, así como de predicciones futuras de la temperatura.

Anexo A

Caso (lap)	Enero	Febrero	Marzo	Abril	Mayo	Junio	Julio	Agosto	Septiembre	Octubre	Noviembre	Diciembre
R^2 (R1)	0,573	0,419	0,881	0,925	0,926	0,922	0,925	0,956	0,964	0,956	0,896	0,746
R^2 (R1 y Δ)	0,568	0,413	0,877	0,924	0,928	0,924	0,928	0,957	0,962	0,955	0,893	0,741
R^2 (R2)	0,344	0,110	0,839	0,918	0,885	0,873	0,888	0,933	0,978	0,959	0,873	0,613
R^2 (R2 y Δ)	0,339	0,108	0,834	0,917	0,888	0,873	0,888	0,934	0,977	0,958	0,870	0,609

Cuadro 8.1: Variabilidad de la *correlación cuadrada*, (R^2), de forma mensual. En fin, su importancia radica en que expresa la varianza explicada por el modelo regresivo (%). En este caso el modelo fue probado mediante el caso **lap**, en sus 4 *ajustes de corrección*.

Caso (llap)	Enero	Febrero	Marzo	Abril	Mayo	Junio	Julio	Agosto	Septiembre	Octubre	Noviembre	Diciembre
R^2 (R1 y Δ)	0,734	0,634	0,901	0,924	0,971	0,984	0,981	0,985	0,960	0,957	0,916	0,826

Cuadro 8.2: Variabilidad de la *correlación cuadrada*, (R^2), de forma mensual. En este caso el modelo fue probado mediante el caso **llap**, en su ajuste **R1** y Δ .

Caso (lla)	Enero	Febrero	Marzo	Abril	Mayo	Junio	Julio	Agosto	Septiembre	Octubre	Noviembre	Diciembre
R^2 (R1 y Δ)	0,730	0,635	0,899	0,923	0,969	0,983	0,980	0,985	0,958	0,953	0,910	0,822

Cuadro 8.3: Variabilidad de la *correlación cuadrada*, (R^2), de forma mensual. En este caso el modelo fue probado mediante el caso **lla**, en su ajuste **R1** y Δ .

Caso	F	valor-p
lap (R1)	3979,2	<0,0001
lap (R1 y Δ)	3890,0	<0,0001
lap (R2)	1552,0	<0,0001
lap (R2 y Δ)	1516,4	<0,0001

Cuadro 8.4: Test de ANOVA para el caso **lap** y sus 4 *ajustes de corrección*.

Caso	F	valor-p
llap (R1 y Δ)	5453,0	<0,0001
lla (R1 y Δ)	8009,0	<0,0001

Cuadro 8.5: Test de ANOVA para los casos **llap** y **lla**, y su *ajuste de corrección* **R1** y Δ .

Estaciones	Fuente	Latitud [°]	Longitud [°]	Altura [m.s.n.m.]	Variables	Periodo de datos
Bahía Murta	DGA	-46,4619	-72,6686	240	T.d. ¹ y P.d. ²	05/1992-hasta hoy
Balmaceda Ad.	DMC	-45,9125	-71,6933	520	T.d.	01/1960-hasta hoy
Chile Chico Ad.	DMC	-46,5436	-71,7089	328	T.d. y P.d.	01/1960-hasta hoy
Cisnes Medio	DGA	-44,6653	-72,2661	180	P.d.	01/1981-hasta hoy
Coyhaique Alto	DGA	-45,4803	-71,6044	730	T.d.	01/1962-hasta hoy
El Balseo	DGA	-45,4036	-72,4878	25	P.d.	01/1981-hasta hoy
Estancia Baño Nuevo	DGA	-45,2669	-71,5292	700	T.d.	11/2000-hasta hoy
Estancia Valle Chacabuco	DGA	-47,1164	-72,4844	343	P.d.	06/1992-hasta hoy
La Junta	DGA	-43,9708	-72,4056	45	T.d. y P.d.	10/1981-hasta hoy
Lago verde	DGA	-44,2394	-71,8461	350	P.d.	02/1992-hasta hoy
Lord Cochrane Ad.	DMC	-47,2444	-72,5861	196	T.d. y P.d.	02/1970-hasta hoy
Puerto Chacabuco	DGA	-45,4644	-72,8178	20	P.d.	06/1965-hasta hoy
Puerto Cisnes	DGA	-44,7278	-72,6814	10	P.d.	01/1956-hasta hoy
Puerto Puyuhuapi	DGA	-44,3228	-72,5597	10	T.d. y P.d.	01/1981-hasta hoy
Río Cisnes	DGA	-44,4975	-71,3064	740	T.d. y P.d.	01/1981-hasta hoy
Temiente Vidal, Coyhaique Ad.	DMC	-45,5939	-72,1086	310	T.d.	01/1960-hasta hoy
Villa Cerro Castillo	DGA	-46,1206	-72,1539	345	P.d.	03/1992-hasta hoy
Villa Mañihuales	DGA	-45,1733	-72,1478	150	T.d. y P.d.	02/1976-hasta hoy
Villa Ortega	DGA	-45,3719	-71,9822	550	T.d. y P.d.	01/1981-hasta hoy

Cuadro 8.6: Total de estaciones meteorológicas para el estudio.

Estación	Temperatura interpolada (R1)			Temperatura interpolada (R1 y Δ)		
	R ²	RMSE[°C]	EPMA [%]	R ²	RMSE [°C]	EPMA [%]
Coyhaique Alto	0,981	1,295	1,336	0,991	0,661	0,084
Estancia Baño Nuevo	0,994	2,171	2,007	0,994	0,680	0,610
Villa Ortega	0,967	4,673	3,612	0,967	3,133	2,349
Lord Cochrane Ad.	0,963	3,008	2,579	0,964	1,777	1,377
Chile Chico Ad.	0,992	2,142	1,653	0,992	1,296	0,543
Teniente Vidal Ad.	0,996	1,787	1,610	0,996	0,799	0,356
Balmaceda Ad.	0,995	0,880	0,894	0,995	1,151	0,506
Bahía Murta	0,996	2,491	2,105	0,996	1,005	0,856
Estación	Temperatura interpolada (R2)			Temperatura interpolada (R2 y Δ)		
	R ²	RMSE[°C]	EPMA [%]	R ²	RMSE [°C]	EPMA [%]
Coyhaique Alto	0,989	1,579	0,476	0,989	1,114	0,944
Estancia Baño Nuevo	0,992	2,495	1,242	0,993	1,340	0,156
Villa Ortega	0,966	5,008	3,103	0,966	3,604	1,840
Lord Cochrane Ad.	0,960	2,835	2,148	0,960	1,450	0,947
Chile Chico Ad.	0,990	1,772	1,356	0,990	0,612	0,259
Teniente Vidal Ad.	0,992	1,635	1,190	0,992	0,452	0,057
Balmaceda Ad.	0,991	0,887	0,235	0,992	1,163	1,164
Bahía Murta	0,993	2,515	1,753	0,994	1,094	0,510

Cuadro 8.7: Validación de las climatologías interpoladas (caso **lap**, y ajuste de corrección (**R1**, **R1** y Δ, **R2** y **R2** y Δ), respecto a las climatologías in-situ.

Estación	Temperatura WRF (R1)			Temperatura WRF (R1 y Δ)		
	R^2	RMSE[°C]	EPMA [%]	R^2	RMSE [°C]	EPMA [%]
	Coyhaique Alto	0,989	0,870	0,761	0,989	0,965
Estancia Baño Nuevo	0,990	1,715	1,618	0,990	0,470	0,208
Villa Ortega	0,956	4,538	3,632	0,956	3,003	2,368
Lord Cochrane Ad.	0,985	2,943	2,348	0,985	1,439	1,134
Chile Chico Ad.	0,994	0,825	0,582	0,994	0,926	0,551
Teniente Vidal Ad.	0,996	0,968	0,792	0,996	0,699	0,478
Balmaceda Ad.	0,994	0,597	0,423	0,994	1,135	0,998
Bahía Murta	0,994	2,477	1,942	0,994	0,935	0,684
Estación	Temperatura WRF (R2)			Temperatura WRF (R2 y Δ)		
	R^2	RMSE[°C]	EPMA [%]	R^2	RMSE [°C]	EPMA [%]
	Coyhaique Alto	0,989	1,570	0,194	0,989	1,625
Estancia Baño Nuevo	0,990	2,042	0,843	0,990	1,203	0,568
Villa Ortega	0,956	4,726	3,154	0,956	3,280	1,890
Lord Cochrane Ad.	0,985	3,157	1,750	0,985	1,838	0,536
Chile Chico Ad.	0,994	1,503	0,113	0,994	1,560	1,020
Teniente Vidal Ad.	0,996	1,589	0,227	0,996	1,441	1,043
Balmaceda Ad.	0,994	1,585	0,424	0,994	1,856	1,845
Bahía Murta	0,994	2,821	1,495	0,994	1,642	0,237

Cuadro 8.8: Validación de las climatologías WRF, caso lap, y con ajuste de corrección (R1, R1 y Δ, R2 y, R2 y Δ), respecto a las climatologías in-situ.

Estación	Temperatura interpolada llap (R1 y Δ)			Temperatura interpolada lla (R1 y Δ)		
	R^2	RMSE [°C]	EPMA [%]	R^2	RMSE [°C]	EPMA [%]
Coyhaique Alto	0,991	0,848	0,161	0,988	0,925	0,286
Estancia Baño Nuevo	0,993	0,954	0,951	0,988	1,117	1,098
Villa Ortega	0,957	3,262	2,689	0,940	3,401	2,825
Lord Cochrane Ad.	0,975	1,279	0,969	0,986	1,018	0,770
Chile Chico Ad.	0,992	0,630	0,171	0,992	0,617	0,146
Temiente Vidal Ad.	0,995	0,950	0,421	0,996	0,924	0,394
Balmaceda Ad.	0,996	1,138	0,615	0,995	1,141	0,582
Bahía Murta	0,997	0,885	0,745	0,997	0,777	0,639

Cuadro 8.9: Validación de las climatologías *interpoladas*, casos **llap** y **lla**, y con *ajuste de corrección* (**R1** y Δ), respecto a las climatologías *in-situ*.

Estación	Temperatura WorldClim 800 [m]			Temperatura int. lap 800 [m]		
	R^2	RMSE[°C]	EPMA [%]	R^2	RMSE [°C]	EPMA [%]
Coyhaique Alto	0,968	0,873	0,207	0,987	0,668	0,409
Estancia Baño Nuevo	0,982	0,842	0,530	0,994	0,556	0,492
Villa Ortega	0,976	1,170	0,800	0,930	1,863	1,444
Lord Cochrane Ad.	0,984	1,049	0,755	0,893	2,750	2,204
Chile Chico Ad.	0,982	1,409	0,927	0,988	1,227	0,377
Teniente Vidal Ad.	0,984	0,680	0,164	0,994	1,380	0,404
Balmaceda Ad.	0,989	1,045	0,840	0,995	1,229	0,555
Bahía Murta	0,968	0,941	0,571	0,868	2,462	1,892
Estación	Temperatura int. Ilap 800 [m]			Temperatura int. Ila 800 [m]		
	R^2	RMSE[°C]	EPMA [%]	R^2	RMSE [°C]	EPMA [%]
Coyhaique Alto	0,985	0,900	0,646	0,986	0,873	0,618
Estancia Baño Nuevo	0,993	0,873	0,796	0,990	0,979	0,889
Villa Ortega	0,917	1,989	1,526	0,971	1,432	1,147
Lord Cochrane Ad.	0,930	2,238	1,751	0,982	1,566	1,211
Chile Chico Ad.	0,989	0,658	0,011	0,991	0,662	0,044
Teniente Vidal Ad.	0,995	1,437	0,403	0,995	1,441	0,405
Balmaceda Ad.	0,996	1,214	0,673	0,995	1,216	0,652
Bahía Murta	0,910	2,103	1,640	0,997	1,045	0,854

Cuadro 8.10: Validación de las climatologías interpoladas a 800 [m] casos **lap**, **Ilap** y **Ila** y con ajuste de corrección (**R**1 y Δ), respecto a las climatologías in-situ.

Anexo B

8.0.12. Proceso adiabático

Se denomina como *proceso adiabático*, a aquel, en el cual el sistema no intercambia calor con su entorno. Un proceso adiabático que es, además, reversible, se conoce como *isentrópico*. Un ejemplo de este tipo de sistemas termodinámicos son los procesos de humectación (aporte de vapor de agua a la atmósfera), puesto que no existe transferencia de calor, a pesar que se consiga variar la temperatura del aire y su humedad relativa.

8.0.13. Humedad

Se denomina *humedad* para describir la cantidad de vapor de agua en el aire. Se usan diferentes parámetros para expresar cuantitativamente el contenido de humedad en la atmósfera. El aire a una temperatura dada puede contener una cantidad determinada de vapor de agua, con un máximo, hasta un límite que depende de la temperatura. Al alcanzar el límite mencionado, el aire se satura de humedad. Si se excede del límite, el exceso de vapor se condensa para convertirse en niebla o nubes. Para medir el contenido de humedad en la atmósfera, se usan los parámetros de humedad, y si el aire está saturado se tienen los mismos parámetros, aunque ahora de humedad de saturación.

8.0.14. Temperatura de punto del rocío

Se define la temperatura de punto del rocío, T_d , como aquella a la cual una parcela de aire debería ser enfriada, a presión constante, para alcanzar la saturación. Por lo tanto, es una medida del contenido de humedad en la atmósfera. Mientras más pequeña (grande) sea la diferencia entre la temperatura real, T , y T_d , mayor (menor) es la humedad en la atmósfera. Cuando $T=T_d$, el aire se satura y comienza la condensación del vapor de agua en rocío, niebla o nubes.

El contenido de vapor de agua en la atmósfera depende de la temperatura. Se considera como una medida del contenido de vapor de agua en el aire a la relación de mezcla de saturación, r_s . Su dependencia con la temperatura se señala en la figura (8.1), para valores típicos encontrados a nivel del mar en latitudes

medias.

La escarcha no es rocío congelado, más bien, se forma cuando el punto de rocío, T_d , del aire, es igual o menor que 0 [°C], transformándose el vapor de agua directamente en gotitas de hielo sólido, que en conjunto forman la escarcha durante el proceso de deposición.

T °C	-20	-10	0	5	10	15	20	25	30	35
r_s g/Kg	0.75	2	3.5	5	7	10	14	20	26.5	35

Figura 8.1: Valores de relación de mezcla de saturación. **Fuente:** <http://old.dgeo.udec.cl/~juaninzunza/docencia/docencia.html>

8.0.15. Cambios adiabáticos de temperatura

El rol del vapor de agua en el tiempo diario es de suma importancia. La condensación se produce cuando el vapor se enfría lo suficiente para condensarse en líquido, produciendo rocío, niebla o nubes. Cerca de la superficie, durante la noche, se produce un intercambio de calor con el aire adyacente, produciendo enfriamiento, lo que hace condensar al vapor de agua cerca de la superficie o sobre ella. Las nubes que se pueden formar aún en días cálidos, tiene otro mecanismo de gestación, por el cual el aire en altura se enfría lo suficiente para condensar el vapor de agua y producir nubes. En ambos casos hay intercambio de calor.

8.0.16. Nivel de condensación por ascenso (NCA)

Es el nivel al cual una parcela de aire húmedo puede ser elevada adiabáticamente antes de saturarse. Durante el ascenso, tanto la razón de mezcla como la temperatura potencial permanecen constantes, pero la razón de mezcla de saturación disminuye hasta que iguala a la razón de mezcla de la parcela en el NCA.

8.0.17. Estabilidad atmosférica

A medida que el aire se eleva, se enfría, se condensa, y eventualmente se pueden producir nubes. Aunque, no siempre ocurre eso, y cuando se producen las nubes pueden ser de tamaños muy diferentes. La formación de condensación y nubes, está relacionada con la *estabilidad del aire*. Una parcela de aire, que puede moverse sin intercambiar aire con el medio que la rodea; Si la parcela es forzada a elevarse, se expande y su temperatura disminuye. Si la temperatura de la parcela se mantiene menor que la del ambiente que la rodea, resulta ser más densa, por lo tanto tiende a regresar a su posición original, en este caso se dice que el aire es *estable* respecto a movimientos verticales. En caso contrario, si la parcela de aire que se eleva fuera más cálida que el ambiente, será menos densa y tenderá a una altura donde encuentre un ambiente que le rodee con su misma temperatura, en este caso el aire es *inestable*.

La estabilidad es una propiedad del aire que describe su tendencia a permanecer en su posición

original, estable, o a elevarse, inestable. La estabilidad de la atmósfera está regulada por la temperatura en diferentes niveles, lo que determina el *gradiente ambiental de temperatura*, que no es lo mismo que los cambios de temperaturas adiabáticos anteriores, sino que es el gradiente real o actual de temperatura de la atmósfera.

Estabilidad absoluta

Se produce cuando el gradiente de temperatura ambiental real es menor que el gradiente adiabático húmedo y por lo tanto, menor que el gradiente adiabático seco. En la figura (8.2) se ilustra la generación de nubes cuando el aire es estable, con un gradiente de temperatura real de $5 \frac{^{\circ}\text{C}}{\text{km}}$ y un gradiente de temperatura húmedo de $6 \frac{^{\circ}\text{C}}{\text{km}}$. En la figura (8.2), por el gradiente ambiental real, si la temperatura en superficie es $20 \text{ }^{\circ}\text{C}$, a 1 km de altura, es $15 \text{ }^{\circ}\text{C}$. Al imaginar el proceso de elevar la parcela de aire desde superficie, se enfría de acuerdo el gradiente adiabático seco hasta $10 \text{ }^{\circ}\text{C}$ a 1 km de altura, por lo que es más densa. Si se fuerza a elevar más la parcela, hasta el nivel de condensación, donde se formarían las nubes, se enfría más y se hace más densa que el ambiente por lo que tiende a regresar a su posición original en superficie, entonces se dice que la atmósfera es *estable*. La estabilidad evita la formación de nubes. Las condiciones más estables se producen cuando la temperatura aumenta con la altura, es decir con una *inversión térmica*. Las inversiones térmicas ocurren más frecuentemente en la noche con cielos claros por enfriamiento radiativo, formándose capas de aire muy estable que no permiten la mezcla vertical. Estas capas estables favorecen el aumento de contaminación, como en Santiago, durante las frías noches de invierno, ya que el aire contaminado muy denso y pesado permanece cerca del suelo, sin poder mezclarse con el aire superior más limpio, y además, si no hay viento, no se puede transportar horizontalmente (Inzunza, 2014).

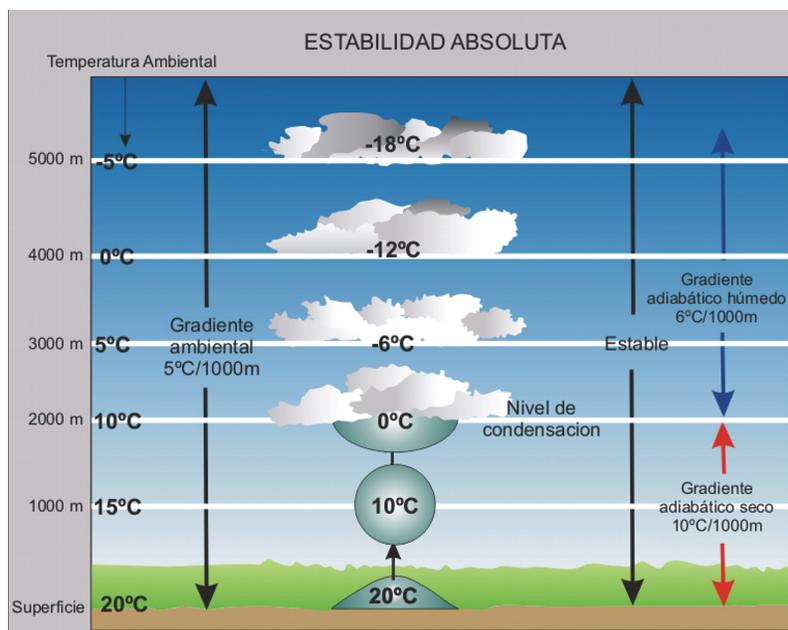


Figura 8.2: Estabilidad absoluta. Fuente: (Inzunza, 2014).

Inestabilidad absoluta

Una parcela de aire tiene *inestabilidad absoluta* cuando el gradiente ambiental real de temperatura es mayor que el gradiente adiabático seco. En la figura (8.3) se ilustra el proceso con los valores de gradiente ambiental, húmedo y seco de 12, 6 y 10 $[\frac{^{\circ}C}{km}]$, respectivamente, donde la parcela de aire ascendente es siempre más cálida que el ambiente, por lo que continuará elevándose, y la atmósfera se tornará inestable. Al elevarse el aire se expande y se enfría, hasta producirse la condensación, y favoreciendo la formación de nubes. Este tipo de inestabilidad ocurre más frecuentemente durante los meses cálidos con días despejados, cuando el calentamiento solar es intenso y las capas más bajas se sobrecalientan en mayor medida que el aire de capas más altas, produciendo un gradiente ambiental inestable, por ejemplo, de 12 $[\frac{^{\circ}C}{km}]$, que es mayor que el gradiente seco. La inestabilidad producida por fuerte calentamiento en superficie está confinada a los pocos $[km]$ sobre el suelo. A mayor altura el gradiente ambiental de temperatura toma valores normales. Por lo tanto, las nubes generadas por calentamiento en superficie son de poca altura vertical y rara vez producen mal tiempo (Inzunza, 2014).

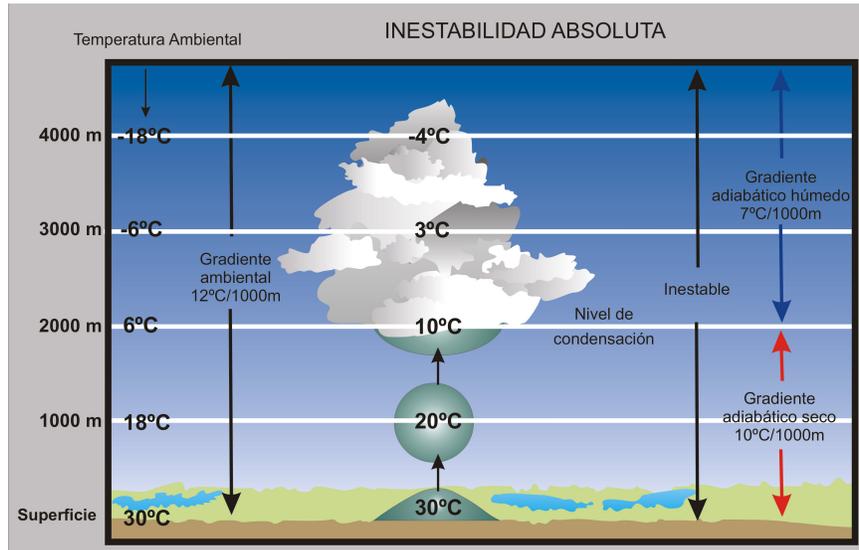


Figura 8.3: Inestabilidad absoluta. Fuente: (Inzunza, 2014).

Inestabilidad condicional

Se produce cuando el aire húmedo tiene un gradiente ambiental de temperatura entre los gradientes adiabáticos seco y húmedo (entre 5 y 10 $[\frac{^{\circ}C}{km}]$). En otras palabras, se dice que la atmósfera es condicionalmente inestable cuando es estable respecto a una parcela de aire no saturada, pero inestable respecto a una parcela de aire saturada. En la figura (8.4), se observa una parcela más fría que los alrededores (estable) que se eleva hasta 4 $[km]$. Cuando se libera el calor latente sobre el nivel de condensación, la parcela se hace más cálida que el ambiente, se vuelve inestable y continúa elevándose, formándose las nubes. La inestabilidad condicional depende del tiempo presente, y de si el aire está o no saturado. El término condicional se refiere a que el aire debe ser forzado a elevarse, tal como sobre una barrera montañosa, alcanzando un nivel donde se hace inestable, y desde ahí, continúa elevándose libremente (Inzunza, 2014).

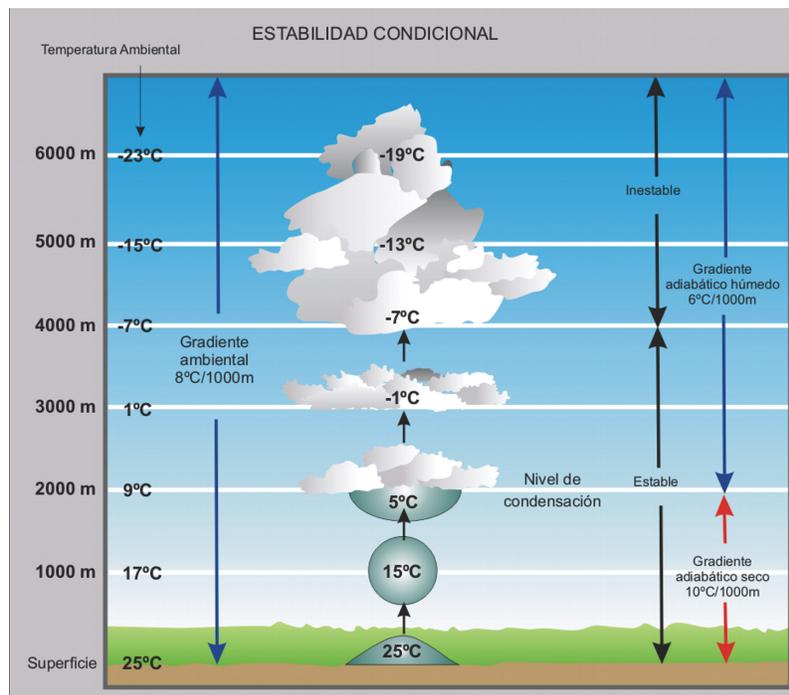


Figura 8.4: Inestabilidad condicional. Fuente: (Inzunza, 2014).

En síntesis, la estabilidad del aire está determinada por la distribución vertical de temperatura. Una columna de aire es inestable cuando el aire de la capa inferior es más cálido y menos denso que el aire de arriba, elevándose y desplazando al aire frío de capas más altas. Las condiciones más inestables se producen con calentamiento intenso de la superficie. Inversamente, el aire es estable cuando la disminución de temperatura con la altura es menor que el gradiente adiabático húmedo. Las condiciones más estables se producen en épocas de bajas temperaturas, en días fríos con inversiones térmicas.

La estabilidad atmosférica se favorece de acuerdo a las siguientes condiciones:

- Enfriamiento radiativo en la noche.
- Enfriamiento de una masa de aire desde abajo, cuando pasa por una superficie fría.
- Subsistencia de la columna de aire.

La inestabilidad atmosférica se favorece de acuerdo a las siguientes condiciones:

- Calentamiento solar intenso en superficie.
- Calentamiento de la masa de aire cuando pasa por una superficie caliente.
- Movimiento vertical del aire producido por ascenso forzado (orográfico, frontal y por convergencia).
- Enfriamiento radiativo en el tope de las nubes.

Bibliografía

- Aniya, M. (2007). Glacier variations of Hielo Patagónico Norte, Chile. *Bulletin of Glaciological Research*, 24:31.
- Aravena, J.-C. and Luckman, B. H. (2009). Spatio-temporal rainfall patterns in Southern South America. *International Journal of Climatology*, 29(14):2106–2120.
- Baik, J.-J., DeMaria, M., and Raman, S. (1990). Tropical cyclone simulations with the Betts convective adjustment scheme. Part I: Model description and control simulation. *Monthly weather review*, 118(3):513–528.
- Barry, R. G. (1992). *Mountain weather and climate*. Psychology Press.
- Barry, R. G. (2008). *Mountain Weather and Climate* 3rd edn.
- Barry, R. G. and Chorley, R. J. (2009). *Atmosphere, weather and climate*. Routledge.
- Benito, G., Thorndycraft, V., Machado, M., Sancho, C., Dussailant, A., and Meier, C. (2014). Magnitud y frecuencia de inundaciones holocenas generadas por vaciamiento de lagos glaciares en el río Baker, Campo de Hielo Patagónico Norte, Chile. *Avances de la Geomorfología en España 2012-2014*, pages 24–27.
- Blandford, T. R., Humes, K. S., Harshburger, B. J., Moore, B. C., Walden, V. P., and Ye, H. (2008a). Seasonal and synoptic variations in near-surface air temperature lapse rates in a mountainous basin. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 47(1):249–261.
- Blandford, T. R., Humes, K. S., Harshburger, B. J., Moore, B. C., Walden, V. P., and Ye, H. (2008b). Seasonal and synoptic variations in near-surface air temperature lapse rates in a mountainous basin. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 47(1):249–261.
- Blisniuk, P. M., Stern, L. A., Chamberlain, C. P., Idleman, B., and Zeitler, P. K. (2005). Climatic and ecologic changes during Miocene surface uplift in the Southern Patagonian Andes. *Earth and Planetary Science Letters*, 230(1):125–142.
- Bolstad, P. V., Swift, L., Collins, F., and Régnière, J. (1998). Measured and predicted air temperatures at basin to regional scales in the southern Appalachian mountains. *Agricultural and Forest Meteorology*, 91(3):161–176.

- Carrasco, J. F., Casassa, G., and Rivera, A. (2002). Meteorological and climatological aspects of the Southern Patagonia Icefield. In *The Patagonian Icefields*, pages 29–41. Springer.
- Cecs (2012). Variaciones recientes de glaciares en respuesta al cambio climático: características glaciológicas de los glaciares San Rafael, Nef y Colonia, Campo de Hielo Norte.
- Chen, G. and Held, I. M. (2007). Phase speed spectra and the recent poleward shift of Southern Hemisphere surface westerlies. *Geophysical Research Letters*, 34(21).
- Chirkov, Y. (1979). Microclimate and Phytoclimate. *Agrometeorology*, pages 139–141.
- Collins, W. D., Rasch, P. J., Boville, B. A., Hack, J. J., McCaa, J. R., Williamson, D. L., Kiehl, J. T., Briegleb, B., Bitz, C., Lin, S., et al. (2004). Description of the NCAR community atmosphere model (CAM 3.0). *NCAR Tech. Note NCAR/TN-464+ STR*, 226.
- Coronato, F. and Bisigato, A. (1998). A temperature pattern classification in Patagonia. *International Journal of Climatology*, 18(72):765–773.
- (CR)2 (2015). Informe a la Nación. La megasecuía 2010-2015: Una lección para el futuro.
- De Scally, F. A. (1997). Deriving lapse rates of slope air temperature for meltwater runoff modeling in subtropical mountains: An example from the Punjab Himalaya, Pakistan. *Mountain Research and Development*, pages 353–362.
- DGA (1987). Balance Hídrico de Chile: Ministerio de Obras Públicas y Dirección General de Aguas.
- DGA (2014). Caracterización física del manto nival en Campo de Hielo Norte en base a mediciones GPR terrestre: Informe final.
- Dodson, R. and Marks, D. (1997). Daily air temperature interpolated at high spatial resolution over a large mountainous region. *Climate Research*, 8(1):1–20.
- Dorji, U., Olesen, J. E., Bøcher, P. K., and Seidenkrantz, M. S. (2016). Spatial Variation of Temperature and Precipitation in Bhutan and Links to Vegetation and Land Cover. *Mountain Research and Development*, 36(1):66–79.
- Dudhia, J. (1996). A multi-layer soil temperature model for MM5. In *Preprints, The Sixth PSU/NCAR mesoscale model users' workshop*, pages 22–24.
- Dudhia, J. (2014). Overview of WRF Physics. *University Corporation for Atmospheric Research, Boulder, CO*, http://www2.mmm.ucar.edu/wrf/users/tutorial/201401/Physics_full.pdf.
- Dudhia, J., Gill, D., Manning, K., Wang, W., Bruyere, C., Kelly, S., and Lackey, K. (2005). PSU/NCAR Mesoscale modeling system tutorial class notes and user's guide: MM5 modeling system version 3. *National Center for Atmospheric Research*.
- Dussaillant, A., Bravo, G., and Rojas, X. (2009). Natural flow regime studies under low information contexts and ungauged catchments: application to Baker River basin, Patagonia, Chile.

- Dussailant, A., Wouter, B., and Meier, C. (2012). Hydrological regime of remote catchments with extreme gradients under accelerated change: the Baker basin in Patagonia. *Hydrological Sciences Journal*, 57(8):1530–1542.
- Dyurgerov, M. B. and Meier, M. F. (2005). *Glaciers and the changing Earth system: a 2004 snapshot*, volume 58. Institute of Arctic and Alpine Research, University of Colorado Boulder.
- Escobar, F., Vidal, F., and Garín, C. (1992). Water balance in the Patagonia Icefield. *Glaciological Researches in Patagonia*, pages 109–119.
- Falvey, M. (2012). Regional simulation with the PRECIS Model. *Anales del Instituto de la Patagonia*, 40:45–50.
- Fan, Y. and Van den Dool, H. (2008). A global monthly land surface air temperature analysis for 1948–present. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 113(D1).
- Felicísimo, A. M. (2008). Descripción y análisis del relieve. *Felicísimo, M. El Modelo Digital de Elevaciones. Madrid, España.*
- Fernandez, S. R. (2012). Climate change and patagonian ice fields in Chile: A review. *Brazilian Geographical Journal: Geosciences and Humanities research medium*, 3(1).
- Fuenzalida, H. (2007). Clima de Chile para fines del siglo XXI. Simulaciones con Modelo HADRM3 bajo escenarios A2 y B2 del IPCC. *Revista Ambiente y Desarrollo*, 23(2):9–14.
- Garín, C. (1987). Inventario de Glaciares de los Andes Chilenos desde los 18° a los 32° de latitud sur. *Revista de geografía Norte Grande*, 14:35–48.
- Garreaud, R. and Fuenzalida, H. A. (2007). The influence of the Andes on cutoff lows: A modeling study. *Monthly Weather Review*, 135(4):1596–1613.
- Garreaud, R., Lopez, P., Minvielle, M., and Rojas, M. (2013). Large-scale control on the Patagonian climate. *Journal of Climate*, 26(1):215–230.
- Geiger, R., Aron, R., and Todhunter, P. (2003). *The Climate Near the Ground*, 684 pp.
- Gesch, D. and Greenlee, S. (1996). GTOPO30 documentation. *US Department of the Interior US Geological Survey. Accessed January, 24:2012.*
- Glasser, N., Harrison, S., Jansson, K. N., Anderson, K., and Cowley, A. (2011). Global sea-level contribution from the Patagonian Icefields since the Little Ice Age maximum. *Nature Geoscience*, 4(5):303–307.
- Goyal, A. (2013). Dynamic downscaling for future climate scenario and hydrologic simulation using wrf and vic models. Master's thesis, Andhra University.
- Grell, G. A., Dudhia, J., Stauffer, D. R., et al. (1994). A description of the fifth-generation Penn State/NCAR mesoscale model (MM5).

- Harlow, R. C., Burke, E., Scott, R., Shuttleworth, W. J., Brown, C., and Petti, J. (2004). Research Note: Derivation of temperature lapse rates in semi-arid south-eastern Arizona. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, 8(6):1179–1185.
- Hepp, c. and Stolpe, N. (2014). Caracterización y propiedades de los suelos de la Patagonia occidental (Aysén). *Boletín INIA N° 298. Coyhaique, Chile*.
- Hijmans, R. J., Cameron, S. E., Parra, J. L., Jones, P. G., and Jarvis, A. (2005). Very high resolution interpolated climate surfaces for global land areas. *International journal of climatology*, 25(15):1965–1978.
- Hong, S.-Y., Dudhia, J., and Chen, S.-H. (2004). A revised approach to ice microphysical processes for the bulk parameterization of clouds and precipitation. *Monthly Weather Review*, 132(1):103–120.
- Hong, S.-Y., Noh, Y., and Dudhia, J. (2006). A new vertical diffusion package with an explicit treatment of entrainment processes. *Monthly Weather Review*, 134(9):2318–2341.
- Hutchinson, M. F. and Xu, T. (2004). Anusplin version 4.2 user guide. *Centre for Resource and Environmental Studies, The Australian National University, Canberra*.
- Iacono, M. J., Delamere, J. S., Mlawer, E. J., Shephard, M. W., Clough, S. A., and Collins, W. D. (2008). Radiative forcing by long-lived greenhouse gases: Calculations with the AER radiative transfer models. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 113(D13).
- Ikebuchi, S., Takebayashi, S., and Tomomura, M. (1986). Snow accumulation, melting and runoff in the warm climate of Japan. In *Modelling Snowmelt-Induced processes (Proc. of the Budapest Symposium)*, IAHS, volume 155, pages 175–192.
- Inzunza, J. C. (2014). *Apuntes de meteorología de montaña*. Departamento de Geofísica.
- IPCC (1990). Climate Change, The IPCC Scientific Assessment. *Cambridge University Press*, page 365.
- IPCC (1992). Climate Change 1992: The Supplementary Report to the IPCC Scientific Assessment. *Cambridge University Press*, page 365.
- IPCC (1995). Climate Change 1995: The Science of Climate Change. *Cambridge University Press*, page 572.
- IPCC (2014). Cambio climático 2014: Impactos, adaptación y vulnerabilidad-Resumen para responsables de políticas. *Organización Meteorológica Mundial, Ginebra, Suiza*.
- Ivins, E. R., Watkins, M. M., Yuan, D.-N., Dietrich, R., Casassa, G., and Rülke, A. (2011). On-land ice loss and glacial isostatic adjustment at the Drake Passage: 2003–2009. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 116(B2):n/a–n/a. B02403.
- Janjić, Z. I. (1994). The step-mountain eta coordinate model: Further developments of the convection, viscous sublayer, and turbulence closure schemes. *Monthly Weather Review*, 122(5):927–945.

- Jobbágy, E. G. and Paruelo, J. (1995). Estimación del régimen de precipitación a partir de la distancia a la cordillera en el noroeste de la Patagonia. *Ecología Austral*, 5(1):47–53.
- Kain, J. S. (2004). The Kain–Fritsch convective parameterization: an update. *Journal of Applied Meteorology*, 43(1):170–181.
- Kalnay, E., Kanamitsu, M., Kistler, R., Collins, W., Deaven, D., Gandin, L., Iredell, M., Saha, S., White, G., Woollen, J., et al. (1996). The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bulletin of the American meteorological Society*, 77(3):437–471.
- Kaltenborn, B. P., Nellemann, C., and Vistnes, I. I. (2010). *High mountain glaciers and climate change: challenges to human livelihoods and adaptation*. UNEP, GRID-Arendal.
- Kottek, M., Grieser, J., Beck, C., Rudolf, B., and Rubel, F. (2006). World map of the Köppen-Geiger climate classification updated. *Meteorologische Zeitschrift*, 15(3):259–263.
- Lamy, F., Kilian, R., Arz, H. W., Francois, J.-P., and Kaiser (2010). Holocene changes in the position and intensity of the southern westerly wind belt. *Nature Geoscience*, 3(10):695–699.
- Lara, A., Villalba, R., Wolodarsky-Franke, A., Aravena, J. C., Luckman, B. H., and Cuq, E. (2005). Spatial and temporal variation in *Nothofagus pumilio* growth at tree line along its latitudinal range (35°S–40°–55°S) in the Chilean Andes. *Journal of Biogeography*, 32(5):879–893.
- Lenaerts, J. T., Van Den Broeke, M. R., van Wessem, J. M., van de Berg, W. J., van Meijgaard, E., van Uft, L. H., and Schaefer, M. (2014). Extreme precipitation and climate gradients in Patagonia revealed by high-resolution regional atmospheric climate modeling. *Journal of Climate*, 27(12):4607–4621.
- Lliboutry, L. (1956). *Nieves y glaciares de Chile: Fundamentos de Glaciología*. Ediciones Universidad de Chile.
- Lo, J. C.-F., Yang, Z.-L., and Pielke, R. A. (2008). Assessment of three dynamical climate downscaling methods using the weather research and forecasting (wrf) model. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 113(D9).
- Lookingbill, T. R. and Urban, D. L. (2003). Spatial estimation of air temperature differences for landscape-scale studies in montane environments. *Agricultural and Forest Meteorology*, 114(3):141–151.
- Lopez, P., Sirguey, P., Arnaud, Y., Pouyaud, B., and Chevallier, P. (2008). Snow cover monitoring in the Northern Patagonia Icefield using MODIS satellite images (2000–2006). *Global and Planetary Change*, 61(3):103–116.
- Marks, D. and Dozier, J. (1979). A clear-sky longwave radiation model for remote alpine areas. *Theoretical and Applied Climatology*, 27(2):159–187.
- Marshall, G. J. (2003). Trends in the Southern Annular Mode from observations and reanalyses. *Journal of Climate*, 16(24):4134–4143.
- McCutchan, M. H. (1983). Comparing temperature and humidity on a mountain slope and in the free air nearby. *Monthly Weather Review*, 111(4):836–845.

- McCutchan, M. H. and Fox, D. G. (1986). Effect of elevation and aspect on wind, temperature and humidity. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, 25(12):1996–2013.
- Mensching, H. and Akhtar, M. (1995). Desertification and changes in the geomorphic processes. *Ann. Arid Zone*, 34:79–85.
- Miller, A. (1946). Climatology. *Omega, Barcelona*, pages 379–380.
- Miller, A. (1976). The climate of Chile. *Climates of Central and South America. World Survey of Climatology*, 12:113–145.
- Muñoz, K. (2015). Estimación de ablación en glaciares de Chile central: Análisis del efecto del albedo en su modelación con wrf. Master's thesis, Universidad de Concepción.
- Muñoz, M. D., Pérez, L., Sanhueza, R., Urrutia, R., and Rovira, A. (2006). Los paisajes del agua en la cuenca del río Baker: bases conceptuales para su valoración integral. *Revista de geografía Norte Grande*, pages 31–48.
- New, M., Lister, D., Hulme, M., and Makin, I. (2002). A high-resolution data set of surface climate over global land areas. *Climate research*, 21(1):1–25.
- Oke, T. R. (2002). *Boundary layer climates*. Routledge.
- Pal, J. S., Giorgi, F., Bi, X., Elguindi, N., Solmon, F., Rauscher, S. A., Gao, X., Francisco, R., Zakey, A., Winter, J., et al. (2007). Regional climate modeling for the developing world: the ICTP RegCM3 and RegCNET. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 88(9):1395–1409.
- Palacios, C., Lahsen, A., Parada, M., and Townley, B. (1997). Carta metalogénica de la región oriental de Aysén. Universidad de Chile.
- Peña, H. and Nazarala, B. (1987). Snowmelt-runoff simulation model of a central Chile Andean basin with relevant orographic effects. *IAHS-AISH publication*, 166:161–172.
- Pepin, N., Benham, D., and Taylor, K. (1999). Modeling lapse rates in the maritime uplands of northern England: Implications for climate change. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, pages 151–164.
- Plafker, G. and Savage, J. (1970). Mechanism of the Chilean earthquakes of May 21–22, 1960. *Geological Society of America Bulletin*, 81:1001–1030.
- Prohaska, F. (1976). The climate of Argentina, Paraguay and Uruguay. *Climates of Central and South America. World Survey of Climatology*, 12:13–112.
- Quintana, J. and Aceituno, P. (2011). Changes in the rainfall regime along the extratropical west coast of South America (Chile) during the 20th Century. *J. Clim.*, submitted.
- Rasmussen, L., Conway, H., and Raymond, C. (2007). Influence of upper air conditions on the Patagonia icefields. *Global and Planetary Change*, 59(1):203–216.
- Reed, D., Muir-Wood, R., and Best, J. (1988). Earthquakes, rivers and ice: Scientific research at laguna San Rafael, Southern Chile, 1986. *The Geographical Journal*, 154:392–405.

- Rignot, E., Box, J. E., Burgess, E., and Hanna, E. (2008). Mass balance of the Greenland ice sheet from 1958 to 2007. *Geophysical Research Letters*, 35(20):n/a–n/a. L20502.
- Rignot, E., Rivera, A., and Casassa, G. (2003). Contribution of the Patagonia Icefields of South America to sea level rise. *Science*, 302(5644):434–437.
- Rivera, A., Benham, T., Casassa, G., Bamber, J., and Dowdeswell, J. A. (2007). Ice elevation and areal changes of glaciers from the Northern Patagonia Icefield, Chile. *Global and Planetary Change*, 59(1):126–137.
- Rivera, A. and Casassa, G. (2004). Ice elevation, areal, and frontal changes of glaciers from National Park Torres del Paine, Southern Patagonia Icefeld. *Arctic, Antarctic and Alpine Research*, 36(4):379–389.
- Rodwell, M. J. and Hoskins, B. J. (2001). Subtropical anticyclones and summer monsoons. *Journal of Climate*, 14(15):3192–3211.
- Roe, G. H. (2005). Orographic precipitation. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 33:645–671.
- Rolland, C. (2003). Spatial and seasonal variations of air temperature lapse rates in Alpine regions. *Journal of Climate*, 16(7):1032–1046.
- Rosenblüth, B., Fuenzalida, H. A., and Aceituno, P. (1997). Recent temperature variations in southern South America. *International Journal of Climatology*, 17(1):67–85.
- Rusticucci, M. and Barrucand, M. (2001). Climatología de temperaturas extremas en la Argentina consistencia de datos. Relación entre la temperatura media estacional y la ocurrencia de días extremos. *Meteorológica*, 26:69–84.
- Salas, J. (2004). Diagnóstico y clasificación de la calidad de agua en la cuenca del río Baker según objetivos de calidad. Tesis para optar al título de Ingeniero Civil. Universidad de Chile.
- Schaefer, M., Machguth, H., Falvey, M., and Casassa, G. (2013). Modeling past and future surface mass balance of the Northern Patagonia Icefield. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 118(2):571–588.
- Schaefer, M., Machguth, H., Falvey, M., Casassa, G., and Rignot, E. (2015). Quantifying mass balance processes on the Southern Patagonia Icefield. *Cryosphere*, 9(1):25–35.
- Schneider, C. and Gies, D. (2004). Effects of El Niño–southern oscillation on southernmost South America precipitation at 53°S revealed from NCEP–NCAR reanalyses and weather station data. *International Journal of Climatology*, 24(9):1057–1076.
- Seluchi, M. E. and Marengo, J. A. (2000). Tropical-midlatitude exchange of air masses during summer and winter in South America: Climatic aspects and examples of intense events. *International Journal of Climatology*, 20(10):1167–1190.
- SERPLAC (2005). Atlas Región de Aysén 2005.

- Shchepetkin, A. F. and McWilliams, J. C. (2005). The regional oceanic modeling system (ROMS): a split-explicit, free-surface, topography-following-coordinate oceanic model. *Ocean Modelling*, 9(4):347–404.
- Skamarock, W. C. and Klemp, J. B. (2008). A time-split nonhydrostatic atmospheric model for weather research and forecasting applications. *Journal of Computational Physics*, 227(7):3465–3485.
- Stahl, K., Moore, R., Floyer, J., Asplin, M., and McKendry, I. (2006). Comparison of approaches for spatial interpolation of daily air temperature in a large region with complex topography and highly variable station density. *Agricultural and Forest Meteorology*, 139(3):224–236.
- Sukoriansky, S., Galperin, B., and Staroselsky, I. (2005). A quasinormal scale elimination model of turbulent flows with stable stratification. *Physics of fluids*, 17(8):085107.
- Tabony, R. (1985). The variation of surface temperature with altitude. *Meteorological Magazine*, 114(1351):37–48.
- Tagil, S. and Jenness, J. (2008). GIS-based automated landform classification and topographic, landcover and geologic attributes of landforms around the Yazoren Polje, Turkey. *Journal of Applied Sciences*, 8:910–921.
- Terink, W., Hurkmans, R., Uijlenhoet, R., Warmerdam, P., and Torfs, P. (2008). Bias correction of temperature and precipitation data for regional climate model application to the Rhine basin. Technical report, Wageningen Universiteit.
- Tewari, M., Chen, F., Wang, W., Dudhia, J., LeMone, M., Mitchell, K., Ek, M., Gayno, G., Wegiel, J., and Cuenca, R. (2004). Implementation and verification of the unified NOAA land surface model in the WRF model. In *20th conference on weather analysis and forecasting/16th conference on numerical weather prediction*, volume 1115.
- Thayyen, R. J., Gergan, J., and Dobhal, D. (2005). Slope lapse rates of temperature in Din Gad (Dokriani glacier) catchment, Garhwal Himalaya, India. *Bulletin of glaciological research*, 22:31–37.
- Thompson, G., Field, P. R., Rasmussen, R. M., and Hall, W. D. (2008). Explicit forecasts of winter precipitation using an improved bulk microphysics scheme. Part II: Implementation of a new snow parameterization. *Monthly Weather Review*, 136(12):5095–5115.
- Townley, B. (2007). Línea Base del Medio Físico del Proyecto Hidroeléctrico Aysén. *Capítulo 2: Clima y Meteorología*, pages 75–76.
- UMAG (2012). Estimaciones de volúmenes de hielo mediante sistemas de radar para usos glaciológicos en el Norte Chico y zona central de Chile y mediciones glaciológicas en el glaciar Tyndall, Campo de Hielo Sur.
- 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. Programa Hidrológico Internacional, Santiago de Chile*, 1:6–1.

- Villalba, R., Grosjean, M., and Kiefer, T. (2009). Long-term multi-proxy climate reconstructions and dynamics in South America (LOTRED-SA): state of the art and perspectives. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 281(3):175–179.
- Villarroel, C., Carrasco, J. F., Casassa, G., and Falvey, M. (2013). Modeling near-surface air temperature and precipitation using WRF with 5-km resolution in the Northern Patagonia Icefield: A pilot simulation. *International Journal of Geosciences*, 4(8):1193.
- Wallace, J. M. and Hobbs, P. V. (2006). *Atmospheric science: an introductory survey*, volume 92. Academic press.
- Walsh, K. (1994). On the influence of the Andes on the general circulation of the Southern Hemisphere. *Journal of climate*, 7(6):1019–1025.
- Walter, H. and Box, E. (1983). *Climate of Patagonia*, volume 5 of *Deserts and semideserts of Patagonia*. Elsevier, Amsterdam, In West, N. Ecosystems of World edition.
- Warren, C. R. (1993). Rapid recent fluctuations of the calving San Rafael glacier, Chilean Patagonia: climatic or non-climatic? *Geografiska Annaler. Series A. Physical Geography*, pages 111–125.
- Willis, M. J., Melkonian, A. K., Pritchard, M. E., and Ramage, J. M. (2012a). Ice loss rates at the Northern Patagonian Icefield derived using a decade of satellite remote sensing. *Remote Sensing of Environment*, 117:184–198.
- Willis, M. J., Melkonian, A. K., Pritchard, M. E., and Rivera, A. (2012b). Ice loss from the Southern Patagonian Ice Field, South America, between 2000 and 2012. *Geophysical research letters*, 39(17).
- Zambrano, G. M. (2011). *Balance Hídrico del Lago General Carrera y su variabilidad climática asociada*. PhD thesis, Universidad de Concepción.