

POLITECNICO DI MILANO
Facoltà di Ingegneria Civile e Ambientale
Corso di laurea in Ingegneria per l'ambiente e il territorio



IDROLOGIA E POTENZIALI CAMBIAMENTI CLIMATICI NEL RIO MAIPO (CILE)

Relatore: Ing. Daniele Bocchiola

Correlatori: Ing. Gabriele Confortola
Dott.ssa Antonella Senese

Tesi di Laurea Magistrale di:
Flavio Migliavacca
Matr. 796977

Anno Accademico 2013/2014

INDICE

INDICE.....	1
Indice delle figure	3
Indice delle tabelle	8
Abstract.....	11
Abstract.....	12
Introduzione	14
1.1 - Obiettivi	17
1.2 – Sintesi dei capitoli.....	17
1.3 – Cambiamento climatico in Cile e National Climate Change Action Plan.....	18
1.4 – La risposta dei ghiacciai e trend climatico odierno.....	19
2 - Area di studio e approccio modellistico	21
2.1 – Clima	22
2.2 - Regime idrologico, cenni	23
2.3 – Il bacino Rio Maipo Alto.....	24
2.4 – Approccio modellistico	27
2.5 – Distributed Hydrological Model (DHM).....	27
2.5.1 – Modello di fusione	29
2.5.2 – Evapotraspirazione	31
2.5.3 – Deflusso sub-superficiale.....	32
2.5.4 – Runoff Flowrouting.....	32
2.6 – Altri casi di studio in Cile.....	33
3 - Dati e metodi	35
3.1 – Dati al suolo.....	35
3.1.1 – Temperature.....	36
3.1.2 – Precipitazioni liquide.....	42
3.1.3 – Portate.....	49

3.1.4 – Dati neve e ghiaccio	52
3.2 – Dati da Remote Sensing	57
3.2.2 – Temperature.....	57
3.2.3 – Precipitazioni liquide.....	61
3.2.4 – MODIS Snow Cover e SWE simulato	66
3.2.5 – Mappa dei ghiacciai, spessori e flusso glaciale.....	67
4 - Risultati	72
4.1 – Calibrazione.....	72
4.1.2 – Correzione delle temperature.....	82
4.2 – Validazione del modello.....	84
4.2.1 – Validazione su scala sottobacino.....	87
4.2.2 – Validazione del modulo nivale	93
5 – Scenari climatici e previsione	95
5.1 – Modelli climatici.....	95
5.2 – Scenari IPCC	96
5.3 – CMIP5 e modello ECHAM6	99
5.4 – Metodologia di downscaling.....	100
5.5 – Risultati del downscaling	102
5.6 – Conseguenze su ghiacciai e copertura nivale	111
5.7 – Conseguenze sul regime idrologico	116
6 - Conclusioni.....	125
6.1 - Obiettivi raggiunti.....	126
6.2 – Problemi e limiti	129
6.3 – Possibili sviluppi.....	132
Bibliografia.....	134
Risorse elettroniche principali	137

Indice delle figure

Figura 1: Tasso medio dell'assottigliamento degli spessori di ghiaccio 1970 e 2004.....	15
Figura 2: Esempio eclatante di ritirata dei ghiacciai, ghiacciaio Lanin Norte (39°36'S, 71°30'W).	20
Figura 3: Localizzazione del Rio Maipo, in Cile Centrale.	21
Figura 4: Bacino del Rio Maipo Alto, rete idrica, ghiacciai e sezione di chiusura (El Manzano).	24
Figura 5: Land Cover e DEM utilizzati per il bacino del Rio Maipo Alto.....	25
Figura 6: Proyecto Hidroeléctrico Alto Maipo (PHAM).	26
Figura 7: Esempio di valori di Curve Number in funzione di tipo e copertura di suolo.	28
Figura 8: Variabilità del Degree Day.	30
Figura 9: Schematizzazione del modello di Nash, serbatoi lineari in cascata	33
Figura 10: Ubicazione delle stazioni di rilevamento della temperatura.....	36
Figura 11: Medie mensili di temperatura, ottenute mediando tra loro i valori delle stazioni Cerro Calan, La Ermita Bocatoma, Las Melosas e El Yeso Embalse.	37
Figura 12: Medie annuali di temperatura di Cerro Calan nel tempo.	38
Figura 13: Medie annuali di temperatura, ottenute mediando tra loro i valori delle stazioni Cerro Calan, La Ermita Bocatoma, Las Melosas e El Yeso Embalse.	38
Figura 14: Gradiente altimetrico di temperatura del bacino, secondo le medie annuali.	39
Figura 15: Gradienti altimetrici mensili, secondo le 4 stazioni Cerro Calan, La Ermita Bocatoma, El Yeso Embalse e Echaurren.	40
Figura 16: Gradienti altimetrici mensili, secondo le 4 stazioni Cerro Calan, La Ermita Bocatoma, El Yeso Embalse e Echaurren.	40
Figura 17: Episodi in cui la temperatura giornaliera di El Yeso Embalse supera quella della stazione più a valle di Cerro Calan.....	41
Figura 18: Ubicazione stazioni di rilevamento precipitazioni.	43
Figura 19: Cumulate mensili medie delle stazioni Bocatoma, San Gabriel, Las Melosas e El Yeso.	43
Figura 20: Cumulate annuali mediate sui pluviometri Maitenes Bocatoma, San Gabriel, Las Melosas e El Yeso Embalse.	44

Figura 21: Precipitazioni cumulate annuali medie per le stazioni El Manzano, Mapocho, San Alfonso, Maitenes Bocatoma, San Gabriel, Queltehues, Las Melosas.	45
Figura 22: Gradiente altimetrico secondo la misura calcolata per Glaciar San Francisco e le cumulate annuali medie di San Alfonso, Maitenes, San Gabriel, Queltehues e Las Melosas.	45
Figura 23: Pluviometri della valle alta del Rio Maipo.	46
Figura 24: Gradiente altimetrico tra cumulate annuali medie dei pluviometri dell'alta valle Maipo.	47
Figura 25: Gradienti altimetrici di precipitazioni cumulate mensili per maggio, luglio e settembre.	47
Figura 26: Gradienti altimetrici di precipitazioni cumulate mensili per marzo, ottobre e dicembre.	48
Figura 27: Ubicazione degli idrometri della DGA sul bacino Maipo Alto.	49
Figura 28: Portate medie mensili delle diverse stazioni e precipitazioni medie mensili del bacino.	50
Figura 29: Portate medie annuali dell'idrometro El Manzano sul Rio Maipo.	51
Figura 30: Portate medie di dicembre dell'idrometro di El Manzano sul Rio Maipo.	51
Figura 31: Ubicazione dei nivometri disponibili sul bacino Maipo Alto e dintorni.	52
Figura 32: Fusione della neve ottenuta per differenze giornaliere di altezza del manto (nivometro Glaciar San Francisco 01/01/2013 – 28/02/2013).	53
Figura 33: Evidenziazione dei 3 ghiacciai di cui si dispone di dati di misura.	54
Figura 34: Tassi di ablazione registrati in corrispondenza di diversi valori di spessore di detrito del ghiacciaio Piramide. Fonte: <i>Informe de Glaciologia, 2012</i>	55
Figura 35: Tassi di ablazione registrati in corrispondenza di diverse quote sul ghiacciaio San Francisco. Fonte: <i>Informe de Glaciologia, 2012</i>	55
Figura 36: Posizione della stazione di rilevamento temperature El Yeso Embalse, utilizzate nei gradienti per il calcolo del Degree Day alle diverse quote delle paline.	56
Figura 37: Distribuzione delle temperature medie di gennaio 2012 MODIS per il bacino.	57
Figura 38: Confronto tra medie mensili di gennaio dei dati al suolo (Cerro Calan, San Francisco, El Yeso Embalse, Yerba Loca) e medie MODIS estrapolate in corrispondenza delle stesse stazioni.	58
Figura 39: Confronto dei gradienti altimetrici ottenuti dai dati al suolo e dal calcolo sulle fasce MODIS (gennaio).	59
Figura 40: Fasce altitudinali (sinistra) ed esempio di temperature medie MODIS ritagliate su una fascia (destra) (gennaio, 3000-4000 metri).	59

Figura 41: Schematizzazione della correzione della matrice MODIS secondo il Δ di un certo giorno e in base al dato osservato al suolo in corrispondenza della cella “Rif” (evidenziata in giallo).....	60
Figura 42: Schematizzazione del calcolo della matrice media annuale MODIS, ottenuta mediando tra loro le matrici mensili medie di tutti i mesi dell’anno.	61
Figura 43: Distribuzione delle precipitazioni secondo i dati TRMM, media mensile di giugno degli anni 1998-2009.....	62
Figura 44: Confronto tra medie mensili di San Gabriel osservate al suolo e ricavate da mappa satellitare TRMM.	62
Figura 45: Fasce altitudinali da 300 metri, sino ai 2500 metri di quota (sinistra); esempio di medie mensili di precipitazioni TRMM (gennaio), ritagliate sulle fasce 1000-1300 m.s.l.m. e 2200-2500 m.s.l.m. (destra). Da ogni fascia si deduce il valore di pioggia medio, in modo da ricreare la relazione pioggia-altitudine.	63
Figura 46: Medie mensili di gennaio estratte dai dati TRMM alle diverse quote.	64
Figura 47: Medie mensili di gennaio delle stazioni San Gabriel, Las Melosas e El Yeso Embalse.	64
Figura 48: Esempio di gradiente TRMM “rovesciato” su tutte le quote (giugno), a causa delle nevicate non considerate dal Precipitation Radar, o comunque solo in piccola parte.	65
Figura 49: Schematizzazione del calcolo della matrice di pesi (rapporti tra i valori di tutte le celle e il valore della cella di riferimento “Rif” in giallo). .	66
Figura 50: Dettaglio del raster degli spessori medi dei ghiacciai sulla zona del Rio Yeso.	68
Figura 51: Rappresentazione della zona di accumulo e della zona di ablazione.....	69
Figura 52: Ubicazione paline Ghiacciaio San Francisco – Fonte: “Informe de glaciologia” (EvK2CNR, DGA 2012).	70
Figura 53: Regressione lineare dei valori corrispondenti alle frazioni coinvolte nella traslazione simulata dal modello per il flusso glaciale, in funzione dello spessore del ghiaccio.....	71
Figura 54: Idrogrammi osservati e simulati nel periodo 1994-2003, metodo TRMM + MODIS.	77
Figura 55: Idrogrammi osservati e simulati nel periodo 1994-2003, metodo TRMM + gradiente osservato delle temperature.....	77
Figura 56: Idrogrammi osservati e simulati nel periodo 1994-2003, metodo gradiente di temperature + gradiente di pioggia.....	78
Figura 57: Medie mensili delle portate osservate e simulate, secondo approccio TRMM + MODIS in fase di calibrazione.	78
Figura 58: Istogramma dei contributi medi mensili, portate.	80

Figura 59: Nuvola di punti osservati e simulati intorno alla linea di identità 1:1 (linea tratteggiata diagonale).	80
Figura 60: Distribuzione di probabilità e valutazione delle prestazioni del modello in calibrazione.	81
Figura 61: Giorni in cui a El Yeso Embalse la Tmax è superiore alla soglia, ma Tmedia è inferiore; le T corrette si riposizionano al di sopra della retta.	83
Figura 62: Nuvola di punti osservati e simulati intorno alla linea di identità 1:1 (calibrazione con correzione delle temperature).	83
Figura 63: Idrogrammi osservati e simulati nel periodo 2008-2011, metodo TRMM + MODIS.	84
Figura 64: Idrogrammi osservati e simulati nel periodo 2008-2011, metodo TRMM + gradiente di temperature.	84
Figura 65: Idrogrammi osservati e simulati nel periodo 2008-2011, metodo gradiente piogge + gradiente temperature osservati.	85
Figura 66: Medie mensili delle portate osservate e simulate, secondo approccio TRMM + MODIS in fase di validazione.	85
Figura 67: Nuvola di punti osservati e simulati intorno alla linea di identità 1:1 (validazione con migliori prestazioni, TRMM + MODIS).	86
Figura 68: Distribuzione di probabilità e valutazione delle prestazioni del modello in validazione.	87
Figura 69: Localizzazione dei 6 sottobacini considerati (sinistra).	88
Figura 70: Dettaglio della confluenza tra Rio Colorado e Rio Olivares (destra).	88
Figura 71: Esempio di maschera per il sottobacino Hualtatas, per la parzializzazione del “flow-routing” implementata in matlab.	89
Figura 72: Idrogrammi osservati e simulati (1994-2003) per i sottobacini Hualtatas, San Alfonso e Colorado.	91
Figura 73: Nuvola di punti osservati e simulati intorno alla linea di identità 1:1 (sopra), distribuzione di probabilità e osservato-simulato (sotto).	92
Figura 74: Confronto tra copertura nivale simulata e osservata da satellite (giugno).	93
Figura 75: Confronto tra copertura nivale simulata e osservata da satellite (dicembre).	94
Figura 76: Forzanti radiative e emissioni di scenario.	97
Figura 77: Scenari di consumi ed usi energetici.	98
Figura 78: Confronto fra scenari di emissione.	98
Figura 79: Scenari di temperatura media globale.	99
Figura 80: Schematizzazione della struttura ad albero della procedura di downscaling. .	101

Figura 81: Localizzazione dei punti della griglia ECHAM6 e delle due celle più prossime al bacino.....	102
Figura 82: Temperature di scenario, medie annuali di El Yeso Embalse.	104
Figura 83: Medie mensili osservate e di scenario secondo le tre RCP.	105
Figura 84: Medie mensili secondo RCP 2.6 per i diversi decenni.	105
Figura 85: Medie mensili secondo RCP 8.5 per i diversi decenni.	106
Figura 86: Medie mensili di gennaio nel tempo secondo gli scenari.	106
Figura 87: Medie mensili di giugno nel tempo secondo gli scenari.	107
Figura 88: Variazioni percentuali delle medie mensili di pioggia per le diverse RCP sul decennio 2040-2049.	107
Figura 89: Variazioni percentuali delle medie mensili di pioggia per le diverse RCP sul decennio 2040-2049.	108
Figura 90: Medie mensili osservate e di scenario nei diversi decenni, RCP 2.6.	108
Figura 91: Medie mensili osservate e di scenario nei diversi decenni, RCP 4.5.	109
Figura 92: Medie mensili osservate e di scenario nei diversi decenni, RCP 8.5.	109
Figura 93: Cumulate mensili di precipitazioni secondo le RCPs 2010-2100 (giugno).....	110
Figura 94: Evoluzione delle cumulate di pioggia per decenni a seconda delle RCP.	110
Figura 95: Dettaglio delle variazioni di spessore 2012-2100 dei ghiacciai odierni secondo RCP 8.5.....	111
Figura 96: Evoluzione temporale RCP 8.6 2010-2100 dello spessore di ghiaccio nella cella occupata dal ghiacciaio Loma Larga.	112
Figura 97: Coperture glaciali nel 2100 secondo il modello alimentato con RCPs 2.6 e 8.5, a confronto con i ghiacciai odierni.	113
Figura 98: Evidenziazione delle variazioni di copertura glaciale simulata da RCP 8.6. ..	114
Figura 99: Altezze della neve simulata nella cella del ghiacciaio Loma Larga, RCP 8.6.	115
Figura 100: Confronto tra coperture nivali simulate medie per ottobre, “oggi” e a fine secolo (RCP 8.6).	115
Figura 101: Confronto tra idrogramma osservato (1994-2006) e di scenario (RCP 8.6 2090-2100).....	116
Figura 102: Medie mensili di portata osservate e simulate nei tre trentenni per le RCPs.	118
Figura 103: Medie annuali di portata 2010-2100 a seconda degli scenari.	121
Figura 104: Medie mensili di portata 2010-2100 a seconda degli scenari (maggio).	122
Figura 105: Medie mensili di portata 2010-2100 a seconda degli scenari (dicembre).	123
Figura 106: Curve di durata osservate e secondo scenari.....	124

Indice delle tabelle

Tabella 1: Elenco delle stazioni di temperatura disponibili sul bacino.	37
Tabella 2: Elenco dei pluviometri disponibili sul bacino.	42
Tabella 3: Stazioni di portata, con quota, corso d'acqua misurato e periodo di registrazione disponibile. * = Dati mancanti frequenti; ** = Dati mancanti molto frequenti.	49
Tabella 4: Valori di densità di diversi tipi di neve.	53
Tabella 5: Misure di ablazione del ghiacciaio Piramide. – fonte: “Informe de glaciologia” (EvK2CNR, DGA 2012)	56
Tabella 6: valori di velocità di spostamento del ghiaccio – fonte: “Informe de glaciologia” (EvK2CNR, DGA 2012).	69
Tabella 7: Elenco dei parametri soggetti a calibrazione, con relativi intervalli di ammissibilità assunti.	74
Tabella 8: Valori dei parametri calibrati, a seconda del metodo di simulazione.	76
Tabella 9: Calcolo dei contributi: neve, ghiaccio, pioggia e deflusso di base.	79
Tabella 10: Sintesi dei risultati della calibrazione, secondo i diversi metodi utilizzati e gli indici di prestazione considerati.	82
Tabella 11: Sintesi dei risultati della validazione, secondo i diversi metodi utilizzati e gli indici di prestazione considerati.	86
Tabella 12: Elenco dei sottobacini utilizzati nelle simulazioni del modello.	88
Tabella 13: Sintesi delle prestazioni del modello per ogni sottobacino.	90
Tabella 14: Le 4 Representative Concentration Pathways.	97
Tabella 15: Valori dei parametri calibrati in base a control run e osservazioni.	103
Tabella 16: Statistiche mensili osservate, da GCM e simulate con downscaling.	103
Tabella 17: Calcolo dei contributi: neve, ghiaccio, pioggia e deflusso di base.	119

*Non ereditiamo la terra dai nostri avi; la prendiamo
in prestito dai nostri figli. **Antico proverbio irochese.***

Abstract

Oggetto di questo studio è la modellazione idrologica del bacino nivale del Rio Maipo (Regione Metropolitana di Santiago), volta al successivo obiettivo di analizzare l'impatto dei potenziali cambiamenti climatici.

Sulle Ande, così come in molte altre catene montuose del Globo, i ghiacciai possono essere considerati dei veri serbatoi d'acqua (*water towers*). Insieme ai nevai costituiscono un'imprescindibile fonte di ricchezza per le popolazioni di valle, in particolare per l'approvvigionamento di acqua potabile, l'irrigazione agricola e la produzione di energia idroelettrica, soprattutto durante la stagione secca.

Il riscaldamento globale sta però determinando anche sulle Ande cilene l'innalzamento della linea delle nevi perenni e l'arretramento della maggior parte dei ghiacciai, con conseguenze dirette sui regimi idrologici dei bacini: si prospetta per il futuro una concreta minaccia per la disponibilità idrica del Paese.

Al fine di valutare le conseguenze su uno dei più importanti fiumi del Cile, il Rio Maipo, il relativo bacino è stato sottoposto a modellazione idrologica, in modo da quantificare sul lungo periodo gli effetti dei potenziali cambiamenti climatici. Come supporto ai dati osservati lo studio è stato integrato da dati *remote-sensing*, in particolare di precipitazione della *Tropical Rainfall Measuring Mission* (TRMM) e di temperatura e copertura nivale del *Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer* (MODIS). Il modello idrologico è stato calibrato e validato ed infine alimentato con temperature e precipitazioni del modello atmosferico di circolazione generale ECHAM6, secondo tre diverse forzanti radiative introdotte dal 5° AR dell'IPCC; i risultati mostrano come il bacino sia minacciato da alcuni netti cambiamenti nella copertura nivale e glaciale, così come nel regime idrologico, con portate ridimensionate nella stagione estiva di fusione.

Il caso di studio del Rio Maipo rientra nell'ambito del *water availability assessment* e nel tema della risposta della criosfera al cambiamento climatico, di grande interesse per scienziati, organizzazioni internazionali e policy makers, sin dalla pubblicazione del 4° Assessment Report IPCC.

Abstract

In this work the assessment of potential climate change impacts on the hydrologic regime of the snow-melt driven Maipo river basin (Santiago metropolitan region) is presented.

All over the mountain Andean Region, as well as in several other mountain regions of the world, glaciers play the role of water towers, as they provide along with snowfields a significant amount of melt water, especially during the dry season. This wide water storage is essential for downstream populations, as they strongly rely upon water resource for drinking purpose, agriculture and hydropower production.

However in the last decades most of the glaciers have been retreating and loosing mass and the permanent snow-line is considerably rising, both phenomena occurring also in the Chilean Andes and mainly due the global warming; the consequences on hydrologic river regimes could be seriously threatening.

This study aims for the assessment of long term water resource availability on one of the most important Chilean rivers, Rio Maipo, whose basin has been modeled in order to estimate the potential impacts of climate change. Both ground and remote sensing data are used to feed the model, with a series of *in situ* measured data and satellite support from *Tropical Rainfall Measuring Mission* (TRMM) precipitation data and from the *Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer* (MODIS) temperature and snow-cover remotely sensed observations. The climate-driven hydrologic model has been calibrated and validated through streamflow observations and later forced by temperatures and precipitations change projections from the General Circulation - ECHAM6 model, according to 3 different radiative forcing trajectories adopted by the IPCC for its 5th Assessment Report. The results show significant changes in the hydrologic regime, with lower flows during summer melting season, in addition to reduced ice and snow covered areas.

The Maipo basin case of study has been carried out in the water availability assessment and cryospheric response context, both of primary concern for scientists, international organizations and policy makers, especially after the publication of the 4th IPCC report.

Introduzione

Le acque di fusione provenienti dalle nevi e dai ghiacciai della Cordigliera delle Ande costituiscono da millenni una fonte di enorme importanza per le popolazioni insediate più a valle, tanto più che molti centri agricoli e urbani sono in costante crescita demografica. Non è un caso se molte importanti civiltà e aree urbane si sono sviluppate lungo i grandi corsi d'acqua che bagnano a valle le pianure più fertili e il tema dell'importanza dell'acqua come risorsa non necessita di ulteriori spiegazioni, essendo già ampiamente riconosciuto.

Così anche Santiago del Cile con la sua *Region Metropolitana*, più di 7 milioni di abitanti e un indice di qualità della vita superiore a qualunque altra città del Sud America, dipende fortemente dalla risorsa idrica del fiume Maipo, a livello agricolo economico e culturale. Il 70% dell'approvvigionamento di acqua potabile e il 90% dell'acqua di irrigazione derivano proprio dalle acque dello stesso fiume, senza contare l'importante settore idroelettrico e minerario. Più della metà della popolazione del Paese vive in questa porzione semi-arida del territorio del Cile Centrale (32°-35°), in una depressione tra la Cordigliera della Costa e la Cordigliera delle Ande che difficilmente potrebbe prescindere a livello economico dalle acque del Rio Maipo.

Questa ricchezza a sua volta viene alimentata dalla vasta copertura glaciale e nivale della Cordigliera, perché il clima semi-arido del Cile Centrale concentra le piogge nel periodo invernale, mentre esse diventano pressoché assenti nel periodo caldo. Parallelamente al contributo nivale della stagione di fusione, sono proprio i ghiacciai a garantire il deflusso nei periodi aridi, che poi spesso coincidono con i mesi di maggiori richieste di acqua per l'irrigazione o la produzione di energia. Questi grandi serbatoi di neve e ghiaccio accumulano riserve nei periodi umidi, per poi rilasciare la preziosa risorsa gradualmente, mitigando l'effetto dell'assenza di acqua meteorica. Nella zona centrale e settentrionale del Paese, la loro fusione contribuisce infatti in maniera significativa ad alimentare i corsi d'acqua superficiali, con percentuali che nelle estati più secche possono superare il 70-80% (Dirección General de Aguas, 2004). In alcuni casi, i ghiacciai hanno persino svolto un ruolo geopolitico nella determinazione dei confini con la vicina Argentina (Casassa e Rivera, 2001). Nel paese, con l'eccezione dell'area patagonica (18°-41° S), sono stati inventariati 1696 ghiacciai, per un'area complessiva di 1409 km², di cui circa 1000 km² nella sola Regione Centrale (32°-36° S), con 1500 ghiacciai (Rivera et al. 2000). Questa ricchezza porta anche a dei forti conflitti tra i settori minerario, agricolo, urbano e industriale per l'allocazione delle risorse idriche (Rosengrant et al), mentre cresce anche l'industrializzazione.

Anche in questo angolo del pianeta la popolazione sta crescendo, con consumi che esercitano una pressione sempre maggiore e a cui bisogna saper far fronte con un'attenta gestione della risorsa. Il problema è che essa è sotto grave minaccia, in quanto numerosi studi hanno già dimostrato come la copertura glaciale stia drammaticamente riducendosi: è

scomparso circa il 50% della criosfera andina dal 1970 ad oggi, a fronte di un incremento medio di temperatura di “solo” 0,7°C (Rabatel et al., 2013), valore inferiore rispetto a quello prospettato da molti scenari climatici per i prossimi decenni. Il riscaldamento globale sta infatti colpendo anche la Cordigliera, influenzando il clima con incrementi di temperatura già apprezzabili ed effetti negativi sui bilanci di massa dei ghiacciai. L’innalzamento dell’isoterma degli 0° C accelera la fusione nivale e l’ablazione glaciale, con quindi un iniziale aumento delle portate e un successivo decremento sul lungo periodo; nelle Ande tropicali l’inversione di tendenza si sta già verificando da qualche anno, anche per la contrazione delle precipitazioni solide che svolgono un ruolo chiave per gli scorrimenti superficiali (Masiokas et al., 2007). Le crescenti temperature diminuiscono anche quella frazione di precipitazione nevosa che accumulandosi al suolo avrebbe il ruolo fondamentale di alimentare i bacini e i ghiacciai come nuovo ghiaccio. La linea delle nevi perenni si è già alzata in Cile Centrale di mediamente 127 metri nell’ultimo quarto del ventesimo secolo (Carrasco et al., 2005).

Mountain Glacier Changes Since 1970

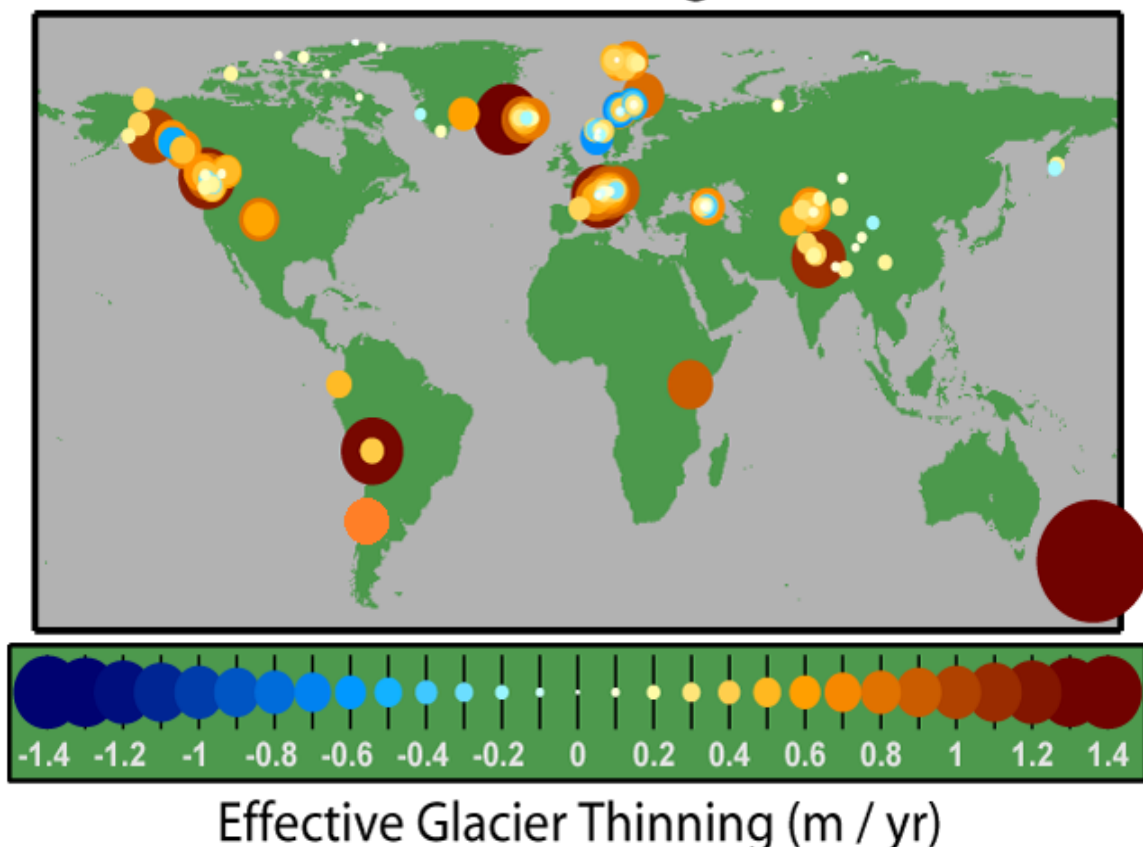


Figura 1: Tasso medio dell’assottigliamento degli spessori di ghiaccio tra il 1970 e il 2004; lo studio è stato effettuato rilevando almeno 5 misure di spessore per ognuno dei 173 ghiacciai considerati (Dyurgerov, Meyer 2005). La Cordigliera delle Ande e il Cile Centrale sono tra le zone più colpite.

E' evidente dunque il motivo per cui la risposta della criosfera al cambiamento climatico sia un tema di grande interesse per la comunità scientifica, le organizzazioni internazionali e i policy makers, come dimostra l'importanza delle pubblicazioni dell'Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC), soprattutto a partire dal 4° report. La IPCC raccoglie e diffonde inoltre pubblicamente gli scenari dei principali modelli climatici, per esempio su temperature e precipitazioni, utilizzabili come input per la simulazione idrologica di bacini opportunamente sottoposti a modellazione.

Lo studio si prefigge l'obiettivo di implementare e calibrare un modello idrologico per bacino di alta quota in cui vi è scarsa disponibilità di dati di misura (Bocchiola et al.), innestandosi nell'ambito del progetto volto a definire per il Cile il "Piano di azione per la salvaguardia dei ghiacciai contro il Cambiamento Climatico" (Ev-K2-CNR); lo scopo conclusivo consiste nel simulare il bacino con gli scenari climatici dell'ambito IPCC come input. Ad ogni scenario climatico viene proposta la corrispondente previsione del mutato regime idrologico, di cui il modello cerca di riprodurre le dinamiche. I risultati possono così rappresentare un interessante strumento di supporto di cui i gestori della rete potrebbero avvalersi per pianificare al meglio i provvedimenti necessari e una politica di controllo ottimizzata della gestione di risorsa.

Le difficoltà maggiori risiedono nella modellazione di un territorio di alta quota poco monitorato e povero di misure (alle altitudini maggiori), in cui allo stesso tempo la forte dipendenza dalla dinamica nivale e glaciale espone il bacino agli effetti del potenziale cambiamento climatico. Per queste zone poco accessibili e con scarsa disponibilità di dati di misura, ma con grande influenza sul regime idrologico di valle, sono diventate di primario interesse per l'idrologia moderna e la comunità scientifica: non a caso l'International Association of Hydrological Sciences (IAHS) ha promosso l'iniziativa PUB (Prediction in Ungauged Basins) dal 2003, per l'implementazione di modelli di previsione in bacini poco "misurati". Per esempio Bocchiola et al. hanno effettuato la modellazione dell'alto Indo in Pakistan (Prediction of future hydrological regimes in poorly gauged high altitude basins: the case study of the upper Indus, Pakistan, 2011). Rientra in questo contesto il bacino del Rio Maipo, in quanto alcuni ghiacciai si trovano a persino più di 6000 m di altitudine. Per ovviare all'assenza in alcune zone di stazioni meteorologiche o al loro malfunzionamento, si è proposto come supporto ai dati al suolo osservati una serie di dati remote sensing sia di precipitazione (Tropical Rainfall Measurement Mission), che di temperatura (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer, NASA).

Dopo la dovuta analisi dei dati climatici disponibili e dei regimi idrologici della zona, si è adottato un modello idrologico che potesse riprodurre le dinamiche di un bacino di alta quota e, dopo le opportune calibrature e validazioni, si prestasse alla simulazione in previsione. Per consentire ciò il modello è stato alimentato dagli scenari GCM simulati nell'ambito CMIP5 (Coupled Model Intercomparison Project Phase 5, IPCC AR5) di medio periodo (2010-2100), modello atmosferico ECHAM 6 del Max Planck Institute di Amburgo (MPI-ESM). In funzione delle diverse forzanti radiative (descritte al capitolo 5), si sono analizzate le risposte simulate dal modello. Nel paragrafo successivo si riassumono gli obiettivi principali dello studio.

1.1 - Obiettivi

Obiettivo primario dello studio è stato sottoporre a modellazione il bacino del Rio Maipo Alto, per poterne valutare le risposte al cambiamento climatico dal punto di vista idrologico. In questa direzione si inseriscono nel dettaglio i seguenti ulteriori obiettivi:

- analisi dell'evoluzione temporale dei dati al suolo osservati (temperature, precipitazioni, portate);
- caratterizzazione della distribuzione spaziale di temperature e precipitazioni, in particolare rispetto all'altimetria;
- analisi dei dati di altezza neve e delle misure di ablazione;
- analisi dei dati da remote sensing di precipitazione (TRMM), temperatura e copertura nivale (MODIS);
- modellazione del bacino di interesse, con successiva calibrazione e validazione secondo diversi approcci;
- validazione del modello a scala di sottobacino;
- simulazione idrologica per diversi scenari climatici da input GCM;
- valutazione degli effetti su criosfera e copertura nivale;
- valutazione delle variazioni indotte nel ciclo idrologico;
- individuazione dei principali limiti dello studio e dei suoi possibili sviluppi futuri.

1.2 - Sintesi dei capitoli

Dopo la necessaria introduzione di contesto, il capitolo successivo è dedicato alla descrizione del bacino oggetto dello studio e del modello idrologico utilizzato. Il capitolo 3 è invece incentrato sui dati disponibili e sui metodi con cui essi sono stati utilizzati per la modellazione. La calibrazione e la validazione del modello sono approfonditi nel capitolo 4, insieme ai risultati e alle prestazioni ottenute, mentre il 5 è dedicato ai modelli climatici e agli scenari con cui si è alimentato il modello. Vengono analizzati i risultati delle previsioni idrologiche, per poi concludere col capitolo 6, in cui si riassumono gli obiettivi raggiunti, i problemi e i limiti incontrati e i possibili sviluppi futuri dello studio presentato.

1.3 – Cambiamento climatico in Cile e National Climate Change Action Plan

Il Cile contribuisce alle emissioni globali di gas serra in misura piuttosto esigua (0,2%) (Comision Nacional del Medio Ambiente, 2012), pertanto può considerare a diritto ridotte le sue responsabilità, se confrontate con quelle di altri Paesi. Nonostante questo il Paese è stato individuato come una delle aree più vulnerabili al cambiamento climatico globale: la United Nation Framework Convention on Climate Change definisce il Cile come uno dei 5 Paesi più “vulnerabili” del mondo, a causa di un territorio con estesi tratti costieri (innalzamento del livello del mare), zone aride e semi-aride esposte alla desertificazione, aree con fragili ecosistemi forestali e montani, città inquinate, un sistema economico molto basato sulla ricchezza delle proprie risorse naturali e agricole. Terreni agricoli che oggi esportano in tutto il mondo, domani potrebbero andar incontro alla salinizzazione e desertificazione secondo molti modelli climatici diffusi dalla IPCC. Infatti, se il paese in sé è già da considerare potenzialmente a rischio, è anche dimostrato come particolarmente soggetto al cambiamento climatico: gli scenari IPCC prevedono in generale per il territorio sino a 4°C di incrementi sulle temperature, con i valori più elevati proprio in corrispondenza delle Ande e delle latitudini di Santiago (30°-36° S) (Dirección General de Aguas, 2008).

Le risorse idriche sono al primo posto nella vulnerabilità del territorio, sfruttate per la produzione idroelettrica, il consumo di acqua potabile, con tutti i rischi di contaminazione industriale degli acquiferi e intrusioni saline nella città costiera, una serie di fragilità di sistema già attualmente esacerbate dagli episodi di El Niño e La Niña.

Questi due fenomeni portano a delle forti anomalie climatiche circa periodiche, con eventi estremi a livello di temperature, precipitazioni, venti, piene e siccità, a seconda delle zone. El Niño è la fase “calda”, in corrispondenza della quale si ha un forte aumento delle temperature nell’oceano e una conseguente variazione nella circolazione delle correnti atmosferiche, con il principale effetto di produrre temperature calde e violente precipitazioni sul Cile. Ne conseguono forti piene e il caratteristico crollo della pescosità sulle coste, problema particolarmente sentito dai pescatori locali. La Niña consiste nell’effetto opposto: siccità estreme e prolungate, con impatti evidenti soprattutto per i settori agricolo, minerario, idroelettrico e persino per la salute umana (patologie polmonari). L’estrazione e produzione di rame (minerale le cui esportazioni procurano più di 1/3 delle entrate dello Stato) necessitano dell’acqua in tutte le loro fasi e non è un caso se si stanno diffondendo progetti internazionali per investire in grandi impianti di desalinizzazione, stando all’imminente impoverimento delle acque interne.

Un recentissimo studio condotto analizzando gli stessi modelli climatici del Coupled Model Intercomparison Project (Cai et al., 2014), ha dimostrato come in futuro il *Global Warming* sarà accompagnato da un sensibile aumento della frequenza di eventi ENSO (El Niño e La Niña) estremi, per il surriscaldamento del Pacifico orientale: la frequenza potrebbe addirittura raddoppiare, con fenomeni di piena e siccità e conseguenze inevitabili

per i ghiacciai, per la disponibilità idrica e, a catena, per i fattori socio-economici e la food-security di un paese, come detto, a forte economia agricola e mineraria.

Le minacce emerse negli ultimi decenni hanno inevitabilmente portato il Cile a maturare una forte sensibilità per il problema del cambiamento climatico, come testimoniano le numerose iniziative promosse dal governo: tra di esse spicca il National Climate Change Action Plan, il quale si impone, come primo obiettivo, la valutazione e quantificazione degli impatti del cambiamento climatico sul proprio Paese, dal punto di vista ambientale (senza dimenticare le potenziali minacce per gli ecosistemi acquatici) e socio-economico. Le risorse idriche assumono un ruolo primario anche per il suddetto Piano, in quanto esse “sono estremamente vulnerabili all’aumento di temperatura e alla riduzione delle precipitazioni”, e vengono individuate nel Cile Settentrionale e Centrale le due macroaree più esposte alle minacce sulla disponibilità idrica.

Marcata vulnerabilità e grande importanza dell’acqua per l’economia del paese (oltre ai settori già elencati, importante notare che secondo la Fao il Cile è il 5° produttore mondiale nel settore ittico, sia come pesca estrattiva che di allevamento) pongono la risorsa al primo posto assoluto nelle priorità dell’Action Plan. Esso si prefigge anche l’obiettivo successivo di pianificare le migliori strategie di mitigazione e gestione delle risorse sotto le mutate condizioni ambientali previste. In tal senso questo studio si pone anche nel contesto del “water availability assessment” promosso dal governo, in quanto si pone come obiettivo l’analisi degli impatti del potenziale cambiamento climatico sul bacino del Rio Maipo, uno dei principali “serbatoi” della preziosa risorsa idrica: esso alimenta la *Region Metropolitana* di Santiago, un’area urbana tra le più grandi del mondo, su cui allo stesso tempo il cambiamento climatico potrebbe avere gli effetti più sensibili.

1.4 - La risposta dei ghiacciai e trend climatico odierno

I ghiacciai cileni vivono una fase di generale ritiro, variabile dai pochi metri all’anno nelle regioni più settentrionali agli oltre 900 m annui nel Cile Meridionale, a livello di linee di fronte (Rivera et al., 2002; Porter e Santana, 2003). Tale comportamento è dovuto principalmente al cambiamento climatico in atto, in particolare all’incremento termico e alla diminuzione delle piogge registrate in varie stazioni meteorologiche (Rosenblüth et al., 1997; Quintana, 2004). Tuttavia comportamenti asincroni sono determinati da fattori locali; per esempio i *calving glaciers* possono manifestare avanzate della fronte (Rivera et al., 1997) o veloci riduzioni che possono provocare collassi subitanei dei blocchi di ghiaccio (Rivera e Casassa, 2004). Pertanto alcuni ghiacciai cileni non devono essere descritti nella loro dinamica solo in funzione del cambiamento climatico, in quanto esistono altri fattori, quali per esempio le attività vulcaniche. Il Paese presenta inoltre un’estrema varietà climatica, morfologica e orografica, in primo luogo per la notevole estensione latitudinale. Senza dubbio però il proseguimento dell’attuale tendenza di modificazione del clima produrrà una forte riduzione del volume di ghiaccio presente nel paese, la scomparsa dei

piccoli ghiacciai del Cile Centrale e l'accrescimento del contributo all'innalzamento globale del livello del mare da parte dei ghiacciai della Patagonia (Rivera et al).

Recenti studi hanno già riscontrato tale tendenza con alcuni dati significativi: Rivera e Casassa hanno analizzato le variazioni di 100 ghiacciai cileni, pari al 5,6% del totale inventariato, e di questi quasi il 90% ha mostrato un trend negativo, con riduzioni di anche parecchie centinaia di metri annui della linea di fronte. Nel 1996, dopo 50 anni di misurazioni, si è calcolato che è scomparso in media il 13% della criosfera in termini di area sul territorio cileno (Pellicciotti, 2006). Poco distante da Santiago, il ghiacciaio Juncal Sur registra una ritirata di 50 metri tra il 1955 e il 1997 (Warren, 1997). Più d'impatto i dati del ghiacciaio Echaurren, in Cile Centrale, che oltre ad essere una fonte d'acqua dolce di estrema importanza, rientra tra i 10 ghiacciai più studiati al mondo come indicatori del cambiamento climatico: con una ritirata massima misurata di 12 metri all'anno, potrebbe scomparire in soli 50 anni (Vergara et al., 2008). Su questo ghiacciaio la DGA ha inoltre realizzato uno studio di bilancio di massa, che ha mostrato interessanti correlazioni con gli eventi ENSO: i bilanci sono positivi negli anni di El Niño, negativi in quelli di La Niña, testimoniando come almeno in questa zona probabilmente prevalga l'effetto delle precipitazioni rispetto a quello delle temperature (Casassa e Rivera, 2000).

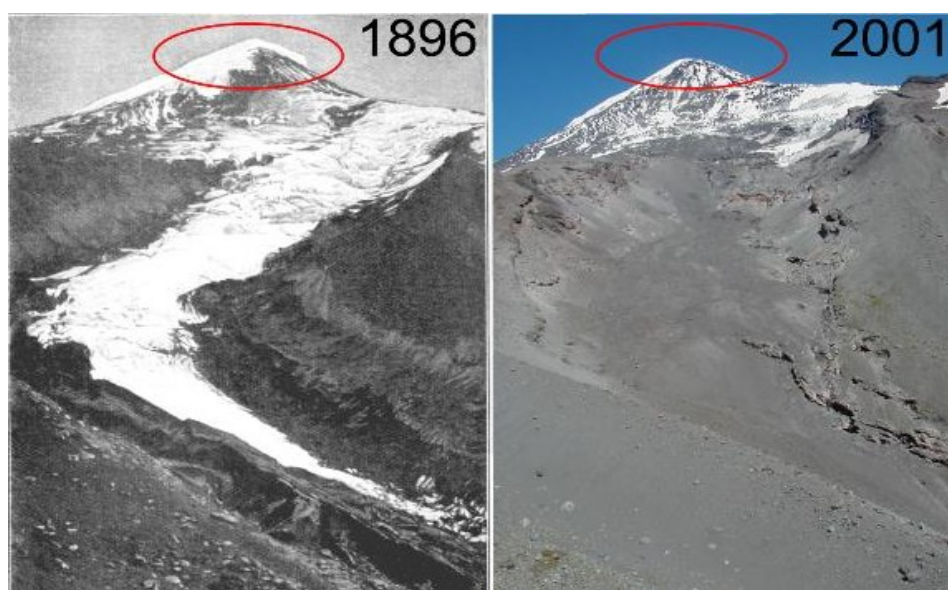


Figura 2: Esempio eclatante di ritirata dei ghiacciai, ghiacciaio Lanin Norte (39°36'S, 71°30'W).

Per quanto riguarda i dati climatici, le temperature medie annuali sono aumentate da 1,3° a 2° nel territorio nazionale nel periodo 1933-1992 (Rosenbluth), con incrementi ancora superiori se si considerano gli ultimi due decenni. Ad aggravare la situazione si è verificata nell'ultimo secolo di misurazioni di alcune zone una contrazione delle precipitazioni, anche se l'entità delle variazioni è di più difficile valutazione, essendo maggiore la variabilità interannuale, senza contare l'influenza degli eventi ENSO prima descritti.

2 - Area di studio e approccio modellistico

Lo studio è incentrato sul bacino del Rio Maipo Alto (Cile Centrale), ovvero l'area che comprende le sezioni più a monte del Rio Maipo stesso e i principali affluenti Olivares, Colorado, Yeso e Volcàn. Il Rio Maipo nasce dai ghiacciai e nevai della Cordigliera delle Ande, alimenta con le sue acque praticamente tutta la Regione Metropolitana di Santiago (insieme al Rio Mapocho) e raggiunge il Pacifico dopo 250 km, con in totale un'area di drenaggio di 15.000 km² e una portata media di 92 m³/s. Attraversa dunque una porzione di quel che viene definito Cile Centrale: il territorio più popoloso del paese, caratterizzato dalla presenza di due catene montuose, La Cordigliera della Costa e La Cordigliera delle Ande, tra le quali si sviluppa un'ampia depressione chiamata Valle Longitudinal, in cui sorge la capitale. La modellazione idrologica del presente elaborato si è focalizzata sul bacino Maipo Alto, 4839 km², per la maggiore disponibilità di dati e soprattutto per la maggiore copertura nivale e glaciale dovuta alle alte quote; ne consegue la presumibile maggiore sensibilità ai cambiamenti climatici, il cui impatto sull'idrologia del luogo rappresenta ciò che lo studio si prefigge di valutare. I paragrafi successivi riassumono le caratteristiche climatiche, idrologiche e morfologiche della zona di interesse, così come descritte dal "Diagnostico y clasificacion de los cursos y cuerpos de agua segun objetivo de calidad, cuenca del Rio Maipo (2004)". In seguito si descrive l'approccio modellistico seguito.

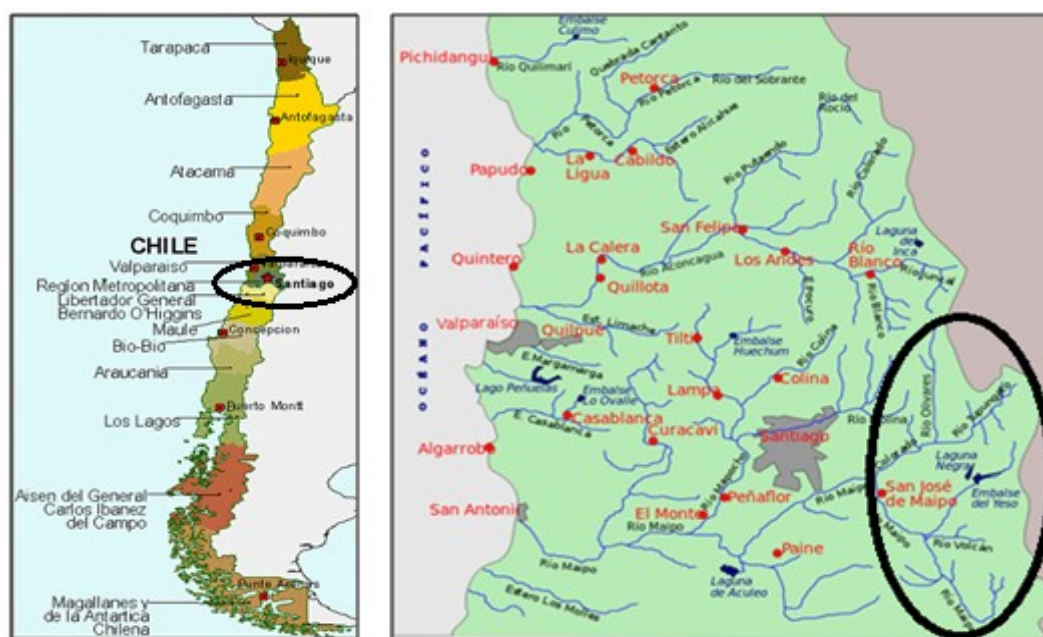


Figura 3: Localizzazione del Rio Maipo, in Cile Centrale.

2.1 – Clima

Alle latitudini comprese tra 33°4' e 34°15' e con altitudini che variano tra gli 890 metri di El Manzano e i più di 6500 metri dei ghiacci del Tupungato, il bacino in oggetto si caratterizza in prima analisi per la presenza di due climi diversi (Dirección General de Aguas):

- Clima temperato mediterraneo con stagione secca prolungata.

Netta separazione tra la stagione secca estiva con quasi totale assenza di precipitazioni e il periodo invernale molto marcato, con temperature estreme che raggiungono facilmente lo zero termico oltre i 1000 metri di altitudine, e il concentrarsi delle precipitazioni nei mesi freddi di maggio, giugno, luglio e agosto (le precipitazioni invernali arrivano sino al 95% del totale annuo). Indicativamente a Las Melosas (1527m) si registra una temperatura media annuale di 14°, mentre le precipitazioni annuali ammontano a 536 mm a San José de Maipo (1486 m). In estate si possono avere temperature superiori ai 30°, dunque con forti contrasti termici.

- Clima freddo di alta quota.

Sopra i 2500-3000 metri di altitudine il clima si caratterizza per le precipitazioni invernali solide, tendenzialmente più intense rispetto al territorio più a valle, con temperature rigide e nevai perenni. Oltre i 3000 metri di quota la media annuale non supera i 4°.

La forte stagionalità delle precipitazioni del Cile Centrale in generale è dovuta alla ritirata dell'anticiclone estivo che domina il Pacifico; questo espone la regione a sporadici impulsi perturbati con eventi di pioggia associati a instabilità baroclinica che scorre il continente verso Sud (Saavedra e Foppiano, 1992). A livello spaziale il clima è come detto fortemente influenzato dall'altimetria e in particolare anche dall'andamento orografico del territorio, dominato dall'imponente catena montuosa andina, che con la sua dorsale parallela alla costa determina variazioni significative alle correnti atmosferiche: non è un caso se la città argentina di Mendoza, alla stessa latitudine di Santiago ma sul versante opposto della Cordigliera, registra nemmeno un quarto delle precipitazioni medie annuali della capitale cilena. Dunque le Ande costituiscono un esempio di quel che tipicamente accade alle medie latitudini in presenza di un grande ostacolo montuoso, con maggiori piogge sul versante sottovento e minori quantitativi su quello opposto (Roe, 2005). Non solo, ma considerando i soli versanti cileni essi registrano già precipitazioni più copiose rispetto a quelle della pianura a valle; secondo uno studio dell'Università del Cile, considerando un insieme di stazioni pluviometriche del bacino Maipo sulle Ande si è ottenuto un valore medio di precipitazioni annue di 653 mm, contro i 431 mm medi dei pluviometri di valle

di Santiago (Falvey e Garreaud, 2006). L'andamento altimetrico o comunque spaziale delle precipitazioni è evidenziato nel capitolo successivo anche sulla scala inferiore del bacino Maipo Alto. Infine le precipitazioni tendono ad aumentare all'aumentare della latitudine, da Nord verso Sud. A questa tendenza generale si sovrappongono fenomeni complessi da individuare, come zone "d'ombra" e saccature di precipitazioni che sembrano esser legate al profilo della costa. Una relazione più precisa della distribuzione spaziale delle piogge con l'andamento orografico del territorio è comunque di difficile individuazione, soprattutto per la difficoltà di ottenere delle misurazioni ad alte quote, inaccessibili e coperte di neve e ghiaccio per lunghi periodi, senza contare la grande variabilità caratteristica del dato di pioggia: in particolare in Cile Centrale si registra una forte variabilità interannuale (coefficiente 0,7, Garreaud et al. 2010).

Altro importante fattore climatico è dovuto al fenomeno di El Niño, le cui oscillazioni periodiche si abbattano anche sulle coste del Cile Centrale, con effetti evidenti su precipitazioni, temperature e portate. L'intensità e la ricorrenza del fenomeno rientrano tra i temi più dibattuti del cambiamento climatico, per i forti impatti socio-economici che ne derivano. Importante però sottolineare che gli eventi ENSO sembrano influire sulla Cordigliera del Cile Centrale in maniera diversa rispetto ad altre zone delle Ande: i bilanci di massa negli anni di El Niño sono ampiamente positivi per un aumento consistente delle precipitazioni (come già detto nel caso del ghiacciaio Echaurren), con un effetto predominante su quello generato dall'aumento di temperatura. Questo non avviene invece sulla Cordigliera Blanca del Perù, né sulla Cordigliera Real della Bolivia, dove i bilanci sono drasticamente negativi (Escobar et al. 1995).

2.2 - Regime idrologico, cenni

Sul bacino del fiume Maipo si possono riconoscere tre differenti regimi idrologici:

- regime nivale, in corrispondenza delle vallate della Cordigliera, con le portate maggiori nei mesi caldi di disgelo; durante l'inverno le precipitazioni solide non contribuiscono al deflusso, in quanto si accumulano nei nevai.
- regime pluvio-nivale, comportamento misto delle sezioni fluviali più a valle, in cui ancora si risente dei contributi nivali di fusione, ma le temperature più alte determinano l'influenza delle piogge durante l'inverno, più che quella della neve; ne consegue una curva di portata con due crescite nel corso dell'anno, un picco di fusione e un picco di piogge.
- regime pluviale, in cui la distanza dalle sorgenti è tale da rendere trascurabile l'effetto della fusione, con un solo incremento di portata in inverno, dovuto esclusivamente alle piogge.

Il bacino oggetto dello studio (corso superiore del Rio Maipo) appartiene alla prima categoria, con l'idrometro di Maipo in El Manzano posto a sezione di chiusura. A un'altitudine di 890 m.s.l.m. e con portata media annua di 117 m³/s (Dirección General de Aguas), esso riceve le maggiori portate nel periodo di gennaio, con una stagione di fusione che si protrae da novembre a marzo (emisfero australe), e un periodo di magra invernale dovuto al fatto che la maggior parte delle precipitazioni è in fase solida.

2.3 - Il bacino Rio Maipo Alto

Per bacino Rio Maipo Alto si intende l'area di drenaggio dell'alto Maipo che comprende la sezione di intersezione con il Rio Colorado (4939 km²). Il fiume nasce nella laguna Nacimiento, alle pendici del vulcano Maipo, scorre verso Nord-Ovest lungo il Canyon omonimo e riceve, in ordine, le acque degli importanti affluenti Rio Volcàn, Rio Yeso ed infine Rio Colorado. Poco a valle di quest'ultima confluenza si trova la sopraccitata sezione di chiusura El Manzano.

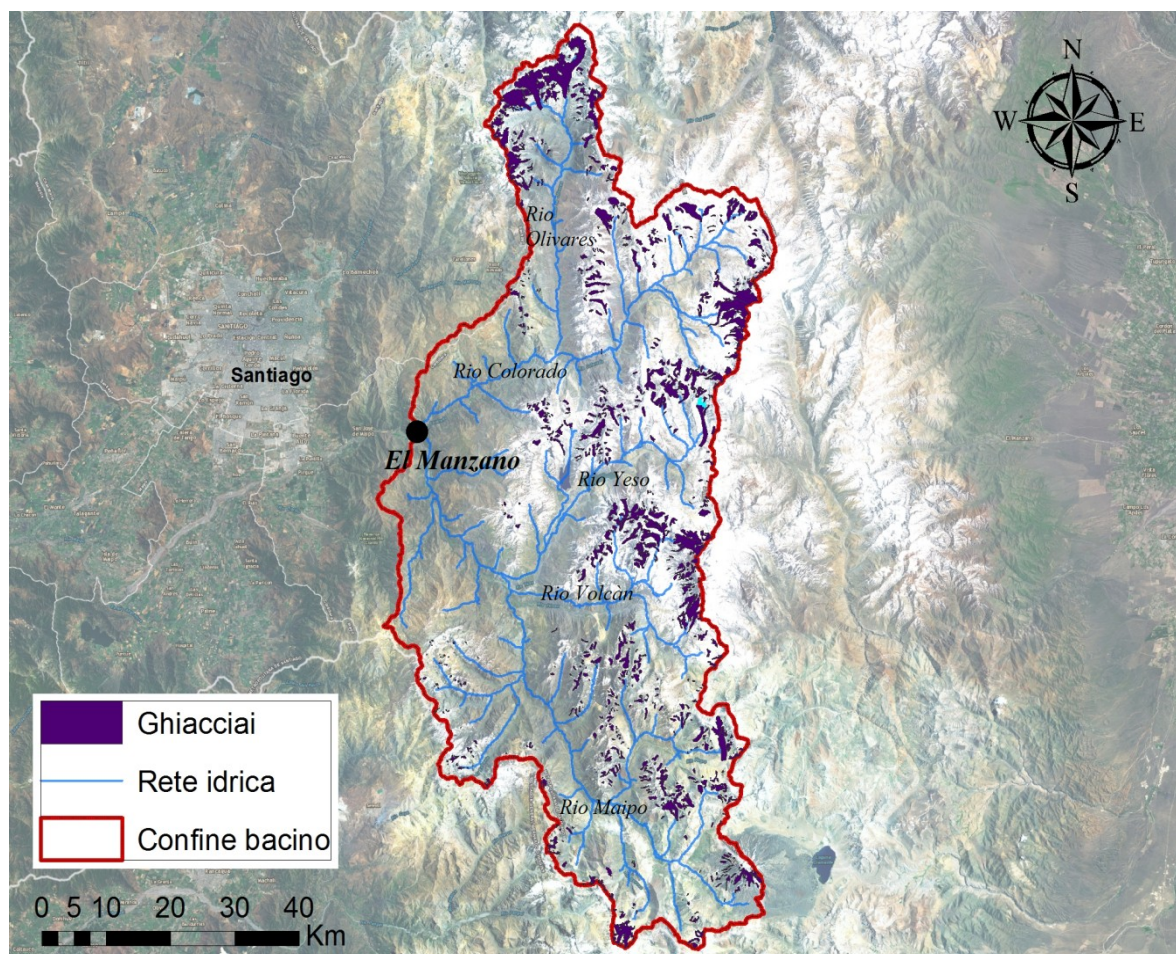


Figura 4: Bacino del Rio Maipo Alto, rete idrica, ghiacciai e sezione di chiusura (El Manzano).

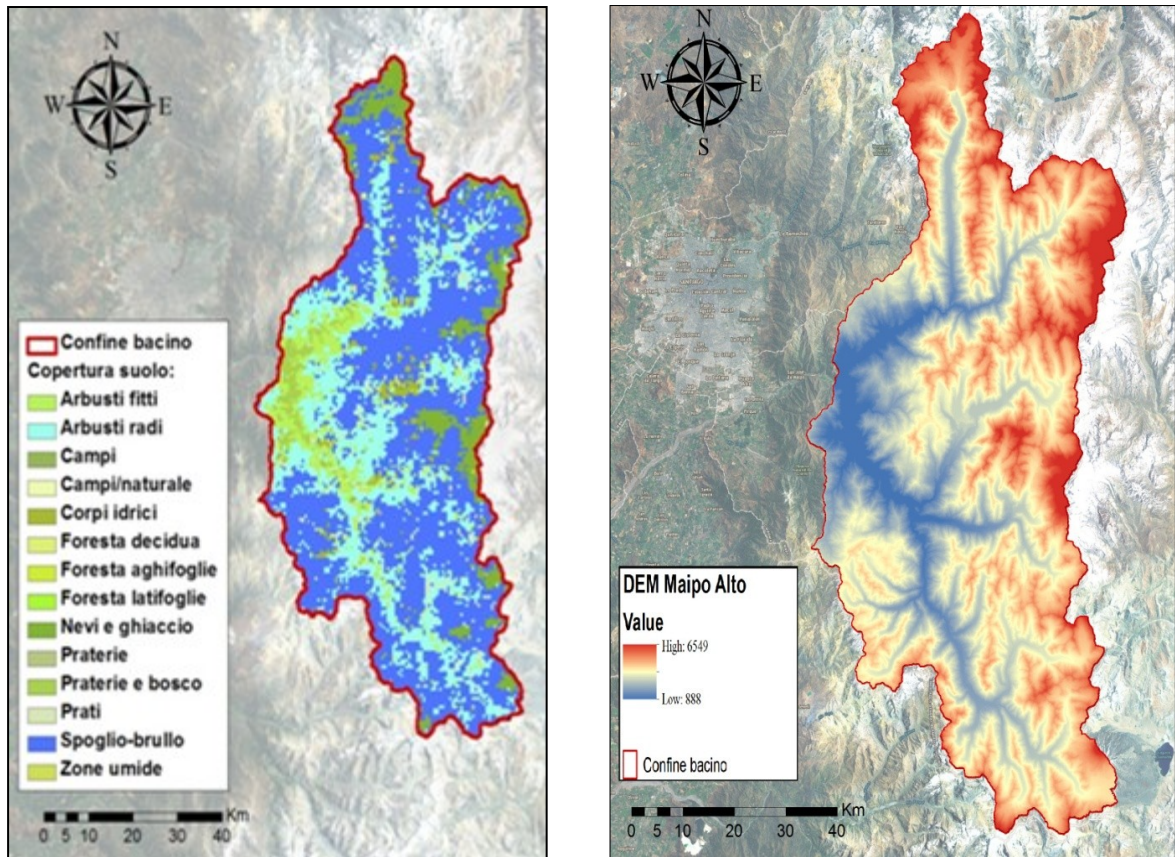


Figura 5: Land Cover e Digital Elevation Model utilizzati per il bacino del Rio Maipo Alto.

Il bacino si estende perlopiù ad alta quota, per il 90% superiore ai 2000 m.s.l.m., e per il 60% sopra i 3000, come si è potuto calcolare dal Digital Elevation Model dell'Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Spectroradiometer (ASTER), con una risoluzione di 30x30 m. A partire da una mappa dei ghiacciai fornita ancora dalla DGA si evince come essi occupino 364 km², pari all'8% dell'area totale.

Per quanto riguarda la copertura del suolo del bacino si è adoperato il *land cover* MODIS MCD12Q1 con risoluzione 500x500 m: secondo il modello il suolo è occupato perlopiù da un terreno spoglio o comunque brullo (54%), seguito per superficie dalle categorie "arbusti" (24%) e "nevai e ghiacciai" (8%, a conferma del dato "reale"). Uno studio della DGA descrive le zone più alte del bacino come un'area caratterizzata dalla presenza massiccia di una "steppa alto-andina", con vegetazione rada, terreni scoscesi e semiaridi in cui a seconda delle esposizioni, altitudini e venti cresce un mosaico di piante pulvinate, gramigne, piante basse in generale; terreni dunque a forte carattere arbustivo, alternati a pendii totalmente brulli di alta montagna. Queste informazioni confermano quanto emerge dai dati satellitari utilizzati e saranno importanti per la modellazione, in quanto la copertura di suolo influenza le dinamiche del contenuto d'acqua.

Per quanto concerne gli usi del suolo e della risorsa idrica, l'importante settore agricolo si sviluppa più a valle rispetto al bacino Maipo Alto e i canali irrigui estraggono acqua dal

Maipo più basso, così come i canali di estrazione per gli impianti minerari; le correnti veloci e i grandi dislivelli delle vallate si prestano invece alla produzione di energia idroelettrica, tramite quattro principali centrali operative sul territorio: Alfalfal (Rio Colorado e Olivares), Maitenes (Rio Colorado), Queltehues (Rio Maipo), El Volcàn (Rio El Volcàn), tutte con portate di progetto relativamente basse (massimo 30 m³/s, centrale Alfalfal). A tal proposito esiste un progetto presentato nel 2007, denominato Proyecto Hidroeléctrico Alto Maipo (PHAM), che prevede di costruire due nuove centrali idroelettriche (Las Lajas e Alfalfal II) e un sistema di canali sotterranei di 70 km (capacità 2.000.000 m³) in grado di convogliare le acque dei tre fiumi Rio Colorado, Rio Yeso e Rio Volcàn. Il progetto ha scatenato una serie di proteste, le cui argomentazioni principali sono da ricondurre al fatto che il Canyon del Maipo è ufficialmente riconosciuto come Riserva naturale di biodiversità di interesse internazionale e gli interventi del PHAM sono ritenuti troppo invasivi e probabili responsabili della futura desertificazione di 100.000 ettari di territorio: le pesanti estrazioni di acqua potrebbero avere gravi conseguenze su flora e fauna dei bacini. Che venga realizzato o meno, il progetto testimonia l'importanza strategica delle acque del Maipo, sotto i molteplici punti di vista di diversi portatori di interesse; la fragilità del sistema e le minacce del cambiamento climatico impongono però grande cautela e capacità di gestione.

Infine il bacino Maipo Alto in oggetto viene sfruttato per l'approvvigionamento di acqua potabile della capitale e della conurbazione, in particolare estraendo dai due laghi Laguna Negra (600 milioni di m³) e Embalse el Yeso (250 milioni di m³, con diga di sbarramento del Rio Yeso).

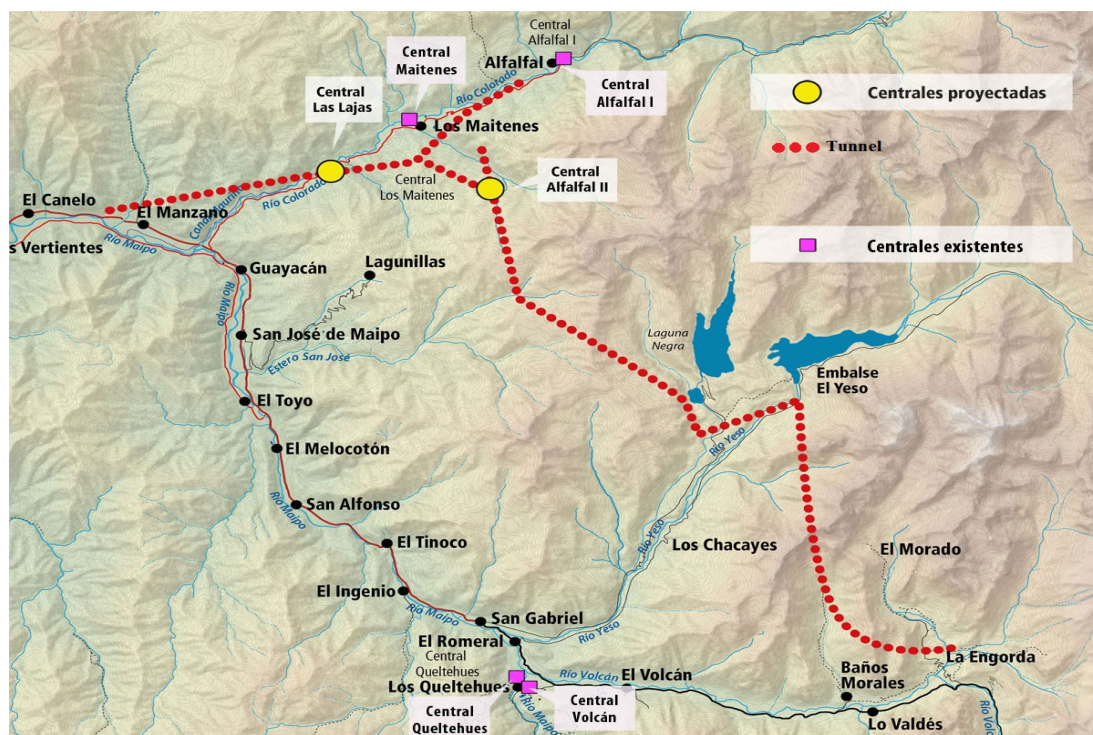


Figura 6: Proyecto Hidroeléctrico Alto Maipo (PHAM).

2.4 – Approccio modellistico

La modellazione idrologica ha la funzione di simulare il ciclo dell'acqua del bacino considerato, riproducendo il funzionamento nello spazio e nel tempo di tutte le variabili che vengono considerate e creando, o estraendo dalla realtà, un insieme di relazioni matematiche tra degli inputs e degli outputs. In particolare esistono nella teoria modellistica diversi tipi di modelli, a seconda di come tali relazioni vengono espresse:

- i modelli “black box” (“a scatola chiusa”) non tentano di spiegare il processo fisico che regola il bacino, associando direttamente ed empiricamente delle variabili di uscita ad altre in ingresso;
- i modelli “white box” al contrario descrivono le leggi fisiche che stanno alla base dell'idrologia del bacino, parametrizzando processi quali bilanci di massa ed energia;
- i modelli “gray box” infine si collocano a un livello intermedio tra i due approcci precedenti, in quanto tentano di riprodurre i fenomeni fisici della realtà con una modellazione semplificata, integrata dalle relazioni input-output proprie dei modelli “black box”.

Il modello idrologico utilizzato in questo studio appartiene all'ultima categoria, in quanto ricostruisce delle relazioni tra gli inputs (precipitazione e temperatura) e outputs (portata), passando per la parametrizzazione semplificata dei principali processi fisici che regolano tali relazioni, quali la fusione nivale e glaciale, il deflusso sotterraneo e superficiale, il contenuto d'acqua nel suolo e l'evapotraspirazione. Esso inoltre è stato implementato come spazialmente distribuito, ovvero il bacino è stato suddiviso in una griglia regolare di celle con ognuna i rispettivi parametri, al fine di tentare di “catturare” la variabilità spaziale, con risoluzione 3000x3000 m. La distribuzione spaziale costituisce un altro elemento di distinzione dai modelli “black box”, essendo questi ultimi basati su un sistema con un'unità singola (lumped models).

2.5 – Distributed Hydrological Model (DHM)

Il modello utilizzato in questo caso di studio si riconduce al modello idrologico distribuito (Distributed Hydrological Model DHM) per la prima volta elaborato negli anni 90' (Wigmosta et al., 1994) e in seguito aggiornato in versioni differenti, ma pur sempre basato su un'equazione lineare di conservazione della massa; essa valuta il contenuto d'acqua nel suolo tra due diversi passi temporali:

$$S^{t+\Delta t} = S^t + R + M_s + M_i - ET_{eff} - Q_g$$

dove S è il contenuto d'acqua, R il quantitativo di pioggia, M_s e M_i rispettivamente la fusione nivale e l'ablazione glaciale, ET_{eff} l'evapotraspirazione effettiva ed infine Q_g il deflusso sub-superficiale. Con t si intende l'istante temporale e Δt il passo, che in questo modello è giornaliero (24h). Pertanto a livello di deflusso si considerano i due contributi sotterraneo e superficiale (Q_s), con quest'ultimo che si genera al raggiungimento del contenuto massimo S_{max} di suolo saturo, a sua volta influenzato dal valore stimato di Curve Number (CN). Ogni cella ha un suo valore di CN a seconda della copertura e del gruppo idrologico di suolo (metodo SCS-CN).

$$Q_s = S^{t+\Delta t} - S_{MAX} \quad \text{se } S^{t+\Delta t} \geq S_{MAX}$$

$$Q_s = 0 \quad \text{se } S^{t+\Delta t} < S_{MAX}$$

Il Curve Number è un parametro empirico comunemente utilizzato per stimare deflusso e infiltrazione in seguito ad un eccesso di pioggia (o di contenuto d'acqua), introdotto dal metodo del Soil Conservation Service (1972). Prevede la seguente relazione tra volume specifico di saturazione (S_{max}) e CN (con $S_0 = 254$ mm):

$$S = S_0 \left(\frac{100}{CN} - 1 \right)$$

Cover description		Curve numbers for hydrologic soil group			
Cover type	Hydrologic condition ^A	A ^B	B	C	D
Herbaceous—mixture of grass, weeds, and low-growing brush, with brush the minor element	Poor		80	87	93
	Fair		71	81	89
	Good		62	74	85
Oak-aspen—mountain brush mixture of oak brush, aspen, mountain mahogany, bitter brush, maple, and other brush	Poor		66	74	79
	Fair		48	57	63
	Good		30	41	48
Pinyon-juniper—pinyon, juniper, or both; grass understory	Poor		75	85	89
	Fair		58	73	80
	Good		41	61	71
Sagebrush with grass understory	Poor		67	80	85
	Fair		51	63	70
	Good		35	47	55
Desert shrub—major plants include saltbush, geasewood, creosotebush, blackbrush, bursage, palo verde, mesquite, and cactus.	Poor	63	77	85	88
	Fair	55	72	81	86
	Good	49	68	79	84

Figura 7: Esempio di valori di Curve Number in funzione di tipo e copertura di suolo.

2.5.1 – Modello di fusione

La fusione della neve e l'ablazione del ghiaccio hanno un ruolo di primaria importanza in un bacino idrologico di alta quota; per stimare i contributi di fusione nivale e ablazione glaciale esistono diversi approcci:

- i modelli T-Index o Degree Day si basano su una relazione diretta tra temperatura atmosferica e totale di fusione. Il dato termico è facilmente reperibile ed utilizzabile nel modello, il quale malgrado la semplicità di funzionamento ha dimostrato in numerosi studi di saper riprodurre bene la dinamica reale di fusione;
- i modelli a bilancio energetico sono fisicamente basati e richiedono un'accurata e complessa caratterizzazione dei flussi energetici di interfaccia tra atmosfera e superficie, compresa la radiazione netta;
- l'approccio misto prevede di associare alla fusione in uscita al modello non solo la temperatura ma anche il dato di radiazione, con due contributi separati che possono essere poi sommati. Il grande vantaggio dell'utilizzo di questi tipi di modelli consiste nel poter sfruttare il dato di radiazione, senza appesantire la modellazione con i complessi bilanci energetici che richiederebbero informazioni e misure spesso non disponibili.

Per il Rio Maipo Alto si è optato per un semplice modello di fusione T-Index (primo tipo), per l'indisponibilità di una serie di dati radiativi sufficientemente lunga. Il dato di radiazione sarebbe inoltre molto variabile a causa della topografia complessa dell'area. Il modello T-Index stabilisce la seguente relazione:

$$M_s = DD_s(T - T_f), M_i = DD_i(T - T_f),$$

con T_f a indicare la soglia di temperatura oltre la quale si hanno contributi positivi alla fusione, M_s e M_i le fusioni nivale e glaciale ed infine DD_s e DD_i i fattori di fusione ($\text{mm } ^\circ\text{C}^{-1}\text{day}^{-1}$), con valori diversi per la neve ed il ghiaccio, tendenzialmente superiori per il ghiaccio a causa del minor valore di albedo (Hock et al., 2003). Come soglia si è assunto il valore indicativo di -1° , valore giustificato da alcuni dati sperimentali che dimostrano come si possa avere fusione anche al di sotto degli 0°C (Haby, 2008); infatti la capacità di assorbimento di radiazione di neve e ghiaccio è superiore rispetto a quella dell'aria e dunque la temperatura misurata nell'aria potrebbe essere inferiore rispetto a quella sulle superfici.

Poiché il modello si basa sulla temperatura media giornaliera, può accadere in alcuni periodi di avere una media inferiore alla soglia (contributo nullo alla fusione secondo il modello), ma temperature superiori per alcune ore, tipicamente diurne: nella realtà dunque,

dopo il rigelo notturno, si può avere la fusione durante il giorno, ma il modello avendo risoluzione temporale insufficiente non riesce a catturare tali contributi. Anche per queste ragioni si è assunta una soglia inferiore allo 0°C normalmente utilizzato (Braithwaite, 1985; Hock, 2003; Bocchiola et al. 2010): sul ghiacciaio dei Forni delle Alpi italiane Senese et al. hanno ottenuto la miglior modellazione dell'ablazione glaciale secondo una soglia addirittura 5°C inferiore allo zero. Oltre a questo si è tentato di effettuare una "correzione" delle temperature, come spiegato nel capitolo 4, tenendo conto sempre del problema della fusione diurna non calcolabile dal modello. Un altro punto debole del T-Index così come è stato utilizzato potrebbe essere la mancanza di una distribuzione spaziale, nel senso che il Degree Day (fattore di fusione) è assunto costante per tutto il bacino, oltretutto fisso nel corso dell'anno, quando invece dati di misura attestano come essi possano variare nel corso dell'anno. Come detto però il bacino si estende ad alte quote e in gran parte su un territorio poco accessibile su cui è difficile disporre di una rete di misura sufficientemente ramificata, per cui un approccio diverso porterebbe a delle incertezze sicuramente maggiori rispetto a quelle che si hanno con una modellazione semplificata.

Per poter calcolare i totali giornalieri di fusione il modello si basa su una mappa di copertura glaciale nota. Innanzitutto si calcolano gli scioglimenti potenziali cella per cella, in base alle temperature e al Degree Day del ghiaccio, per poi trasformarli in scioglimenti effettivi: sul bacino si avrà effettivamente fusione glaciale solo dove la temperatura è superiore alla soglia imposta, in funzione della percentuale di ghiaccio che copre ogni cella e allo spessore, nel senso che non si possono avere fusioni superiori allo spessore del ghiaccio stesso (si esprime tutto in millimetri equivalenti). Oltre a questo banale vincolo si aggiunge quello secondo cui l'ablazione è nulla in corrispondenza di celle coperte di neve.

Per quanto riguarda la neve il modello invece non necessita di una mappatura, in quanto il manto viene simulato direttamente a partire dalle precipitazioni: sulla matrice che rappresenta il bacino, laddove le temperature risultano negative (soglia pioggia/neve 0°C), i dati giornalieri di pioggia vengono trasformati in millimetri di Snow Water Equivalent; la neve può poi accumularsi o fondere di nuovo a seconda delle temperature e del Degree Day della neve.

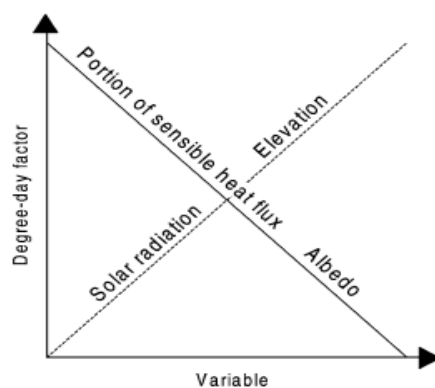


Figura 8: Variabilità del Degree Day.

2.5.2 – Evapotraspirazione

Anche per l'evapotraspirazione esistono differenti approcci (equazioni di Priestley Taylor, Kimberly Penman, Penman Monteith (FAO-56) e Hargreaves) che possono condurre a risultati anche molto diversi; per il calcolo della evapotraspirazione potenziale si è qui optato per il semplice modello di Hargreaves, secondo cui essa dipende unicamente dalla temperatura e dalla radiazione in libera atmosfera (e non dalla radiazione solare al suolo):

$$ETP = 0.0023 S_0 \sqrt{DT_m} (T + 17.8)$$

con DT_m corrispondente all'escursione mensile media ($T_{max} - T_{min}$ mensile) e T alla temperatura media giornaliera. Contrariamente alle equazioni di altri modelli, in questo caso non è necessario conoscere la velocità del vento, l'umidità, la radiazione netta e altri parametri che sarebbe impensabile rilevare in un territorio come quello in oggetto. Per il calcolo del fattore S_0 si procede come segue:

$$S_0 = \frac{24 \times 60}{\pi} \cdot R_o \cdot d_r \cdot (\omega_s \cdot \sin \varphi \cdot \sin \delta + \cos \varphi \cdot \cos \delta \cdot \sin \omega_s)$$

con

$$d_r = 1 + 0,033 \cdot \cos\left(\frac{2\pi}{365} \cdot J\right)$$

$$\delta = 0,409 \cdot \sin\left(\frac{2\pi}{365} \cdot J - 1,39\right)$$

$$\omega_s = \arccos(-\tan \varphi \cdot \tan \delta)$$

dove:

- d_r è la distanza relativa Terra-Sole,
- δ è la declinazione solare [rad],
- φ è la latitudine [rad],
- ω_s è l'angolo orario al tramonto [rad],
- J è il numero del giorno nell'anno.

S_0 è pertanto prefissato, nel tempo e nello spazio sulla scala del bacino; questo teoricamente porta ad un risultato potenzialmente inaccurato, anche perché si dovrebbe tener conto della copertura nuvolosa, ma per un territorio d'alta quota l'evapotraspirazione incide relativamente poco sul bilancio idrologico, il che giustifica l'uso di una modellazione ancora una volta semplificata a livello di numero di parametri in gioco. L'approccio di Hargreaves è infatti largamente impiegato nella modellazione di bacini glaciali.

L'evapotraspirazione effettiva è in seguito calcolata a partire dal rapporto $S/S_{\max}(\theta)$, sia per il suolo (E_s) che per la vegetazione (T_s), tramite i fattori di proporzionalità $\alpha(\theta)$ e $\beta(\theta)$ e la frazione vegetata f_v (Brutsaert, 2005; Chen et al., 2005), calcolata in ogni cella con GIS grazie al Land Cover:

$$E_s = \alpha(\theta)ETP (1 - f_v)$$

$$T_s = \beta(\theta)ETP f_v$$

$$\alpha(\theta) = 0.082 \theta + 9.173 \theta^2 - 9.815 \theta^3$$

$$\beta(\theta) = (\theta - \theta_w) / (\theta_i - \theta_w) \text{ if } \theta > \theta_w$$

$$\beta(\theta) = 0 \text{ if } \theta < \theta_w$$

con θ_w uguale al wilting point e θ_i contenuto d'acqua alla capacità di campo. Infine l'evapotraspirazione effettiva si ottiene sommando i due contributi:

$$ET_{\text{eff}} = E_s + T_s$$

Laddove il bacino è coperto dalla neve, l'evapotraspirazione così descritta ha valore nullo, ma si tiene comunque conto di un 20% di contributo da sublimazione della neve.

2.5.3 - Deflusso sub-superficiale

La quantità di deflusso che scorre nel sottosuolo ricarica per infiltrazione il serbatoio sub-superficiale in funzione della conducibilità idraulica e del contenuto d'acqua nel suolo (Chen et al., 2005):

$$Q_g = K \left(\frac{S}{S_{\text{Max}}} \right)^{k_g}$$

K indica la conducibilità, k_g un esponente di potenza.

2.5.4 - Runoff Flowrouting

Come modello di afflussi-deflussi è stato utilizzato il modello a cascata di serbatoi lineari di Nash, secondo cui l'idrogramma unitario istantaneo (IUH, definito in generale come idrogramma di piena che si origina in un bacino in seguito ad un singolo impulso di precipitazione) assume l'espressione:

$$h(t) = \frac{1}{k(n-1)!} \left(\frac{t}{k}\right)^{n-1} \exp\left(-\frac{t}{k}\right)$$

Dove n rappresenta in numero di serbatoi in cascata, ognuno con uguale costante di esaurimento k.

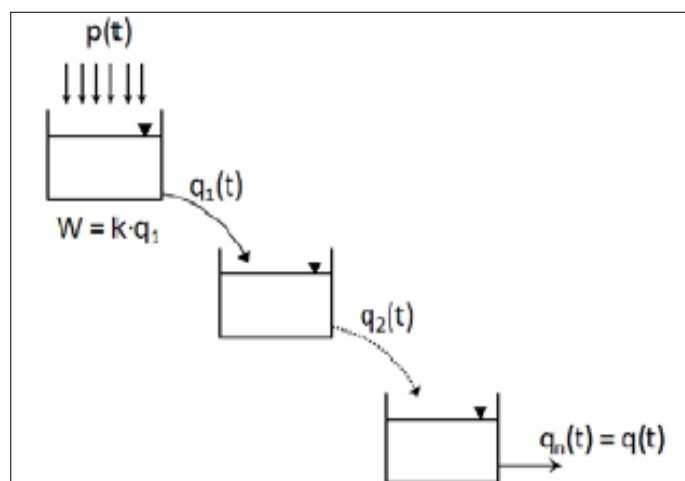


Figura 9: Schematizzazione del modello di Nash, serbatoi lineari in cascata

Il modello in particolare considera due sistemi paralleli di serbatoi a cascata, uno superficiale e uno sotterraneo, ognuno col proprio tempo di ritardo o Lag-Time (in ore), ovvero la distanza temporale tra il centro di massa dell'eccesso di pioggia e il picco di portata, da cui a loro volta si ricavano i valori di k.

2.6 - Altri casi di studio in Cile

Un caso di studio simile per obiettivi, metodi e territorio di applicazione riguarda il bacino Limarì nel cosiddetto Norte Chico, la zona desertica e semi-arida nella zona più settentrionale del Cile Centrale (30° S, 70°W). Il bacino si sviluppa tra i 1000 e i 5500 metri d'altitudine, con un regime nivale in fragile equilibrio col clima e con le forti pressioni antropiche (Vicuña, Garreaud, McPhee, Universidad del Chile, 2010). Per studiare i potenziali impatti del cambiamento climatico sul bacino Limarì è stato utilizzato il modello WEAP (Water Evaluation and Planning Model, Yates et al. 2005), di cui già numerosi altri studi si sono ampiamente serviti per la modellazione di bacini dominati da fusione nivale, come in Sierra Nevada in California.

Il modello è in questo caso semi-distribuito, ovvero basato su un insieme di sottobacini a loro volta suddivisi in fasce, in cui si valuta il regime idrologico a partire da temperature, precipitazioni, umidità e velocità del vento, con un modello di fusione più complesso per la

dipendenza dalla radiazione solare netta. Vengono considerati i fenomeni di evapotraspirazione (con formulazione Penman-Monteith), deflusso superficiale e sotterraneo, in funzione dell'uso e della copertura di suolo. Per quanto riguarda la distribuzione di temperature e precipitazioni nello spazio, sono state estrapolate delle relazioni dei dati di misura con l'altitudine, ovviando alla mancanza di stazioni meteo oltre i 3000 metri.

Una volta effettuate la calibrazione e la validazione, si è alimentato il modello con gli scenari Regional Climate Model per gli anni 2070-2090 (output PRECIS): essi prevedono incrementi di temperatura di 3-4°C, e contrazioni delle precipitazioni del 10-30%.

Simulando con i suddetti scenari il bilancio idrologico che ne è emerso si caratterizza per medie annuali di portata nel complesso in riduzione e medie mensili molto diverse rispetto a quelle storiche, per lo spostamento del centroide di portata (sempre a livello di media mensile). In particolare temperature maggiori e precipitazioni meno frequenti e abbondanti producono condizioni sfavorevoli all'accumulo del manto nevoso e alla rigenerazione del ghiaccio, con portate medie mensili più basse nei primi mesi dell'anno (primavera/estate influenzate dalla fusione nivale) e valori invece superiori in inverno (per un'aumentata frazione di precipitazione liquida rispetto a quella solida attuale). L'effetto è come prevedibile più marcato nei sottobacini d'alta quota.

Più a Sud un altro studio è stato effettuato per quello che è il bacino del secondo fiume cileno per lunghezza: il Bio Bio (36-38°S, 71-73°W), a regime pluvio-nivale e di grande importanza strategica a livello regionale e nazionale.

In questo caso il modello è il Soil and Water Assessment Tool (SWAT, Arnold et al. 1998), in condizioni di scarsa disponibilità di dati per il bacino Bio Bio (Stehr et al., 2008). Si tratta di un modello semi-distribuito, con la suddivisione del territorio in sottobacini, all'interno dei quali si distinguono delle unità omogenee per copertura e tipo di suolo. A una fase di bilancio idrologico di "terra" (land phase) segue il flowrouting dei deflussi lungo la rete idrica. Viene utilizzato un modello T-index per la fusione, l' SCS-CN per i deflussi, e la formulazione di Hargreaves per l'evapotraspirazione. I dati in ingresso sono temperature e precipitazioni, con queste ultime assunte costanti sull'intero bacino. L'assenza di distribuzione spaziale delle precipitazioni è dovuta alla mancanza di dati sufficienti, portando inevitabilmente a delle inaccurately nella descrizione degli input climatici, i quali anche in questo bacino rivestono una grande importanza.

Il modello è stato calibrato tramite procedura automatica ed in seguito validato, mentre non è stata svolta alcuna simulazione di scenario.

Tornando al caso di studio di interesse del presente elaborato, incentrato sul bacino del Rio Maipo, il capitolo successivo raccoglie tutti i dati e i relativi metodi di utilizzo per l'implementazione del modello idrologico adottato.

3 - Dati e metodi

Il modello idrologico ha come dati in ingresso temperature e precipitazioni con passo giornaliero ed è stato implementato in modo da poter utilizzare a scelta i soli dati osservati al suolo o una combinazione integrata da dati *remote sensing*, per entrambi gli inputs. Le stazioni meteorologiche sono presenti in discreto numero (10 per la temperatura, 12 per le precipitazioni), ma non coprono le altitudini maggiori del bacino, che però costituiscono una porzione consistente dell'area totale.

I punti di rilevamento sono di proprietà della Dirección General de Aguas (con l'eccezione delle misure presso il ghiacciaio Piramide, realizzate da EvK2CNR), di cui 3 posizionate a più di 3000 metri di quota, ma con una serie di dati limitata e alcuni malfunzionamenti. Questo ha portato a valutare la possibilità di sfruttare le informazioni satellitari su precipitazioni e temperature, in modo da poter individuare una distribuzione spaziale dei dati climatici alternativa a quella deducibile dai dati osservati.

I paragrafi seguenti estendono la descrizione dei dati disponibili ed elaborati nello studio anche alle misurazioni di portata ed altezze della neve, con 9 idrometri e 2 nivometri sempre appartenenti alla DGA. Anche per quanto concerne la copertura nivale si sono realizzati dei confronti tra dati al suolo e mappe satellitari (coperture MODIS).

Infine tra i dati al suolo reperibili vi sono anche delle misure ricavate dalla campagna glaciologica condotta in Cile dal comitato EvK2CNR nel contesto del "Piano di azione per la salvaguardia dei ghiacciai contro il Cambiamento Climatico", promosso dal Ministero delle Opere Pubbliche cileno.

3.1 - Dati al suolo

La Dirección General de Aguas è un organismo statale che si propone di promuovere la gestione della risorsa idrica dell'intero paese, con un'impronta di sostenibilità e obiettivi di efficienza e miglioramento della qualità della vita (Ministerio de Obras Pùblicas, MOP).

In questa direzione si inserisce l'accesso pubblico all'archivio dati del Catastro Pùblico de Aguas e ad un portale di dati meteorologici e idrometrici trasmessi anche in tempo reale via satellite. La rete di monitoraggio si sviluppa per tutto il paese e comprende un buon gruppo di stazioni attive sul bacino Maipo. Segue una trattazione dedicata alle diverse sezioni di temperature, precipitazioni liquide, portate e dati "neve e ghiaccio"; si tratta esclusivamente di dati osservati al suolo.

3.1.1 – Temperature

Le temperature sono uno dei due dati in ingresso del modello e per un bacino di alta quota a regime nivale sono estremamente influenti: esse regolano l'ablazione glaciale, lo scioglimento nivale e anche la quota alla quale le precipitazioni sono in fase solida e si accumulano. Da esse dipendono inoltre i tassi di evapotraspirazione, anche se, come detto, a quote così elevate il fenomeno non è particolarmente rilevante.

Nello studio sono state considerate dieci stazioni di rilevamento temperatura, di cui 7 appartengono effettivamente al bacino Rio Maipo Alto in oggetto, mentre le rimanenti 3 sono ubicate a Nord Est di Santiago (Rio Mapocho), poco oltre i confini del bacino. Vista la vicinanza geografica si è esteso il dataset di temperature anche a queste tre stazioni esterne, supponendo che esse possano essere regolate da un gradiente altimetrico simile (Cerro Calan, La Ermita Bocatoma, Yerba Loca Carvajal); infatti le misure non sono solo necessarie come input al modello su una singola stazione di riferimento, ma anche per estrarre la relazione altimetrica che le regola, tramite interpolazione: in questo modo ogni cella del modello, in funzione dell'altitudine, avrà una sua temperatura, dedotta dalla retta di regressione (relazione lineare) e dal dato giornaliero della stazione di riferimento.

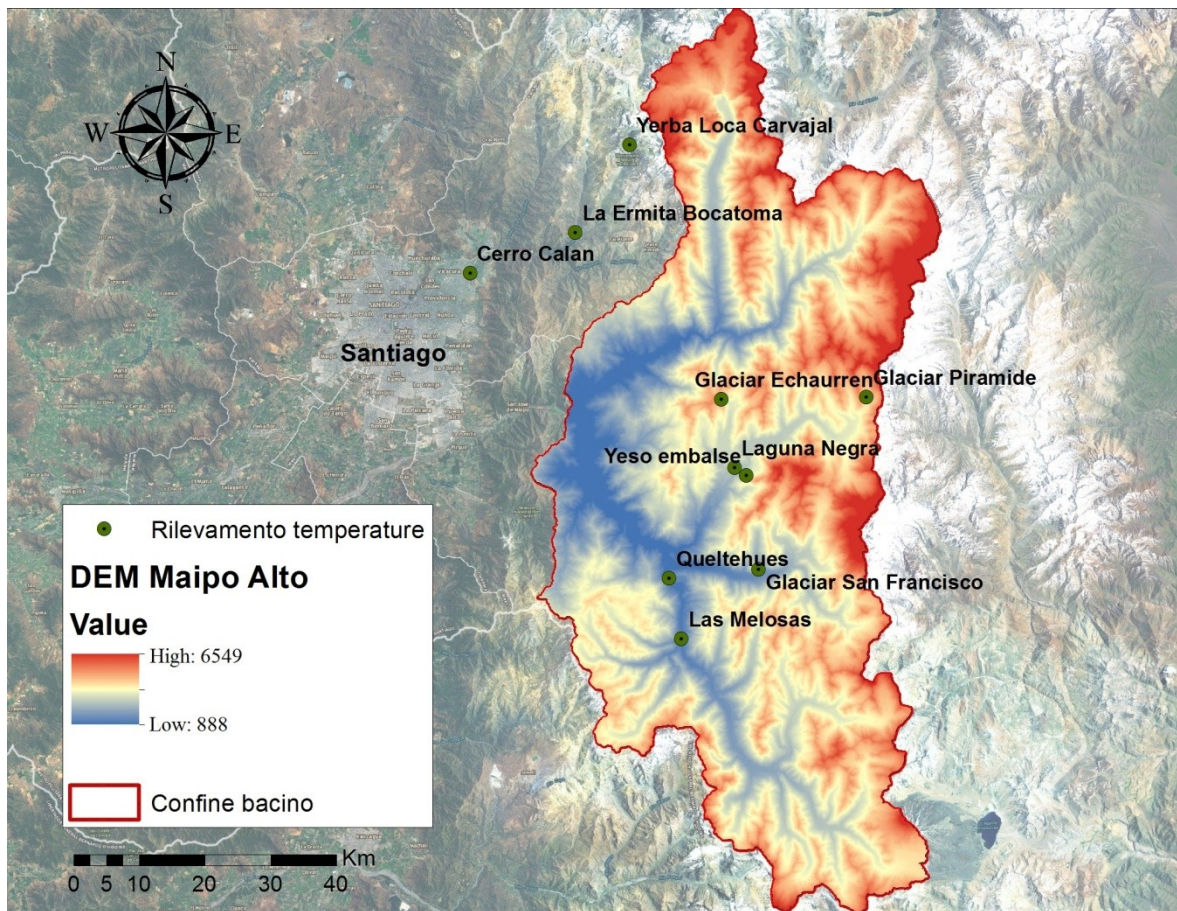


Figura 10: Ubicazione delle stazioni di rilevamento della temperatura.

	Quota	Periodo disponibile
Cerro Calan	848	1975 -
La Ermita Bocatoma	1350	1987-2011
Queltehues	1450	1977-1978
Las Melosas	1527	1962-2011
Glaciar San Francisco	2220	2012-2013
El Yeso Embalse	2475	1963 -
Laguna Negra	2780	2012-2013
Yerba Loca	3250	2011 -
Glaciar Piramide	3587	marzo-aprile 2012
Glaciar Echaurren	3850	1999-2001

Tabella 1: Elenco delle stazioni di temperatura disponibili sul bacino.

Come detto nel corso dell'anno esistono forti escursioni stagionali, con temperature rigide nei mesi di giugno, luglio e agosto, e anche molto calde in estate (dicembre, gennaio e febbraio). Mediando fra loro le temperature medie mensili delle stazioni Cerro Calan, La Ermita Bocatoma, Las Melosas e El Yeso Embalse, si ottiene l'andamento stagionale medio delle temperature del bacino tra gli 848 e i 2475 metri di altitudine (in questo come in tutti i successivi grafici la dicitura "Maipo Alto" si riferisce ad una serie di dati relativa a più stazioni del bacino):

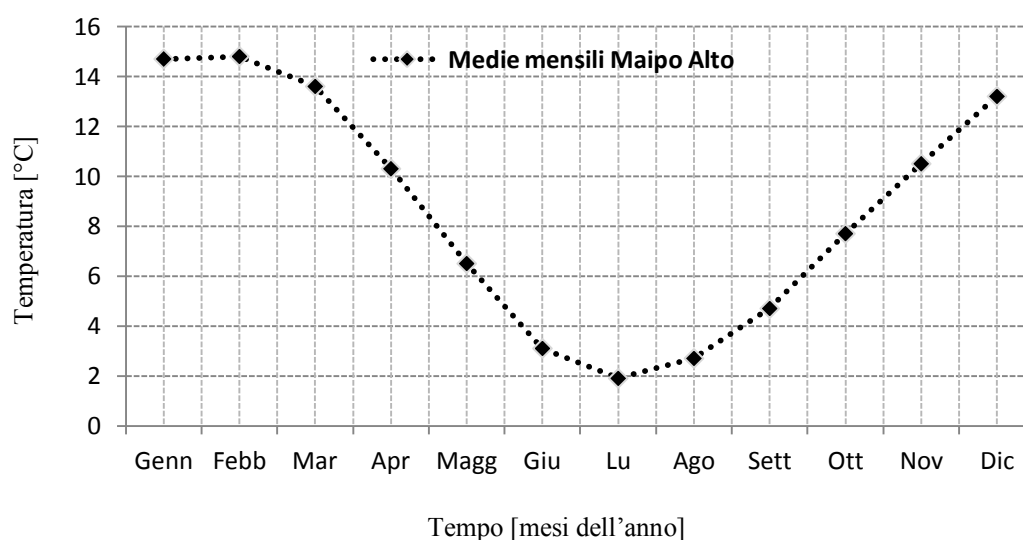


Figura 11: Medie mensili di temperatura, ottenute mediando tra loro i valori delle stazioni Cerro Calan, La Ermita Bocatoma, Las Melosas e El Yeso Embalse.

Prima di valutare le relazioni spaziali si è voluto analizzare i dati a disposizione dal punto di vista dell'evoluzione temporale, per valutare se gli incrementi di temperatura descritti in letteratura trovano conferma anche sulle stazioni del bacino. Per far questo si sono prima calcolate le medie annuali di Cerro Calan, stazione con molti dati a disposizione e pochissime interruzioni di servizio:

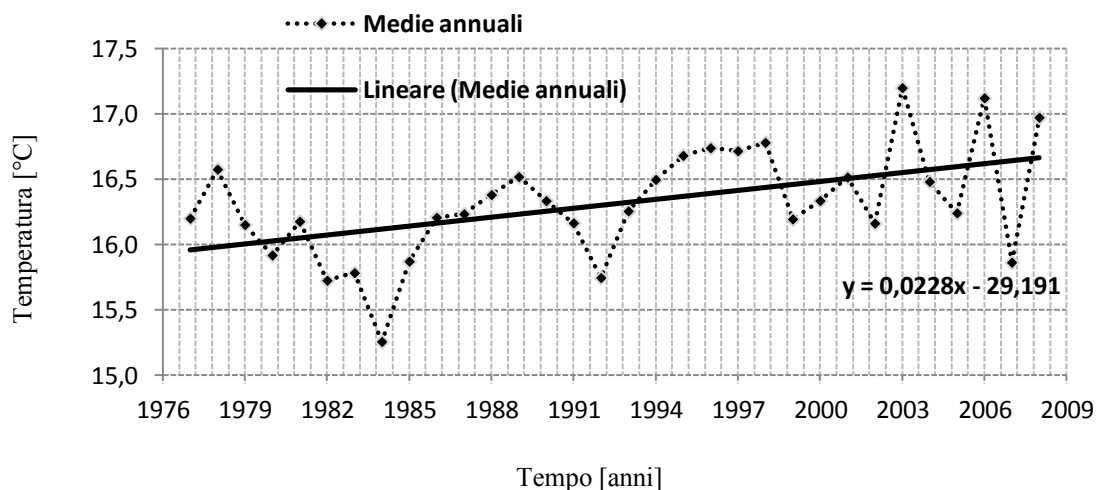


Figura 12: Medie annuali di temperatura di Cerro Calan nel tempo.

Tra il 1972 e il 2008 si ha un aumento di temperatura media annuale di 0,8°C (considerando la retta di regressione). Con una operazione simile, ma con valori annuali mediati su tutte le stazioni con sovrapposizione di periodo di almeno 10 anni, si ottiene un incremento di temperatura di 0,6°C, tra il 1978 e il 2011.

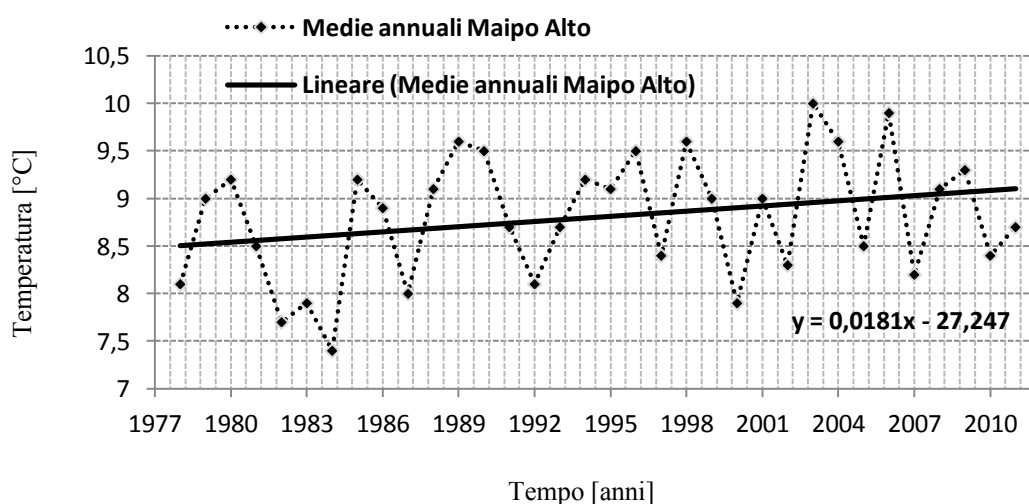


Figura 13: Medie annuali di temperatura, ottenute mediando tra loro i valori delle stazioni Cerro Calan, La Ermita Bocatoma, Las Melosas e El Yeso Embalse.

Per estrarre il gradiente altimetrico si sono dapprima considerate le medie annuali su tutte le stazioni con almeno due anni di dati completi, ottenendo una relazione lineare tra temperature e quote:

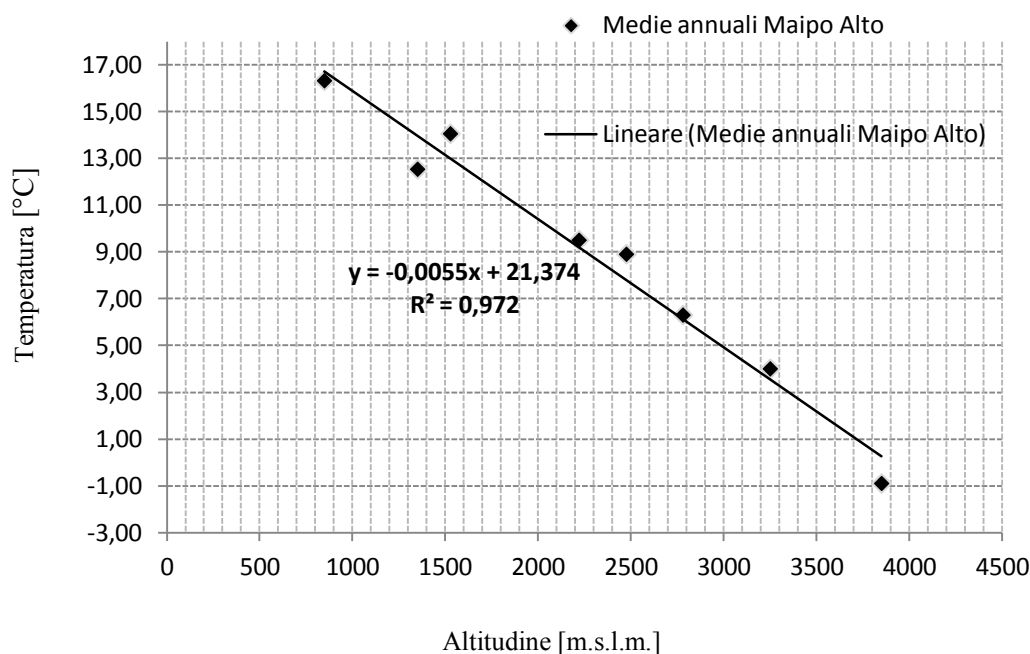


Figura 14: Gradiente altimetrico di temperatura del bacino, secondo le medie annuali.

L'indice R^2 elevato (coefficiente di determinazione) mostra come il gradiente sia molto netto. Le medie annuali, calcolate e rappresentate in figura in funzione dell'altitudine, si riferiscono però a periodi in alcuni casi molto diversi: per esempio la media annuale di Queltehues è stata ricavata dagli anni '77-'78, quella di San Francisco dagli anni 2012-2013, col risultato di confrontare dei valori medi influenzati non più solo dall'altitudine, ma da annate diverse. Anche escludendo dal gradiente tali casi estremi si è preferito utilizzare nel modello dei gradienti mensili, ovvero dedotti dalle medie mensili sugli anni di disponibilità di ogni stazione.

Questa volta si sono selezionate quelle con sovrapposizione di periodo e con una serie di almeno 8 anni (salvo per la stazione Echaurren con soli 3 anni, unica utilizzabile alle quote maggiori), con un totale di 4 stazioni dagli 848 m di Cerro Calan ai 3850 del ghiacciaio Echaurren.

Anche in questo caso i coefficienti di determinazione sono sempre superiori a 0,9, con valori di pendenza leggermente diversi di mese in mese. Il valore massimo corrisponde al $-0,69$ °C/100m di ottobre, quello minimo al $-0,52$ °C/100m di febbraio e dicembre, valori ritenuti coerenti col gradiente altimetrico medio definito in libera atmosfera ($0,65$ °C/100m) e con quello dedotto dalla medie annuali.

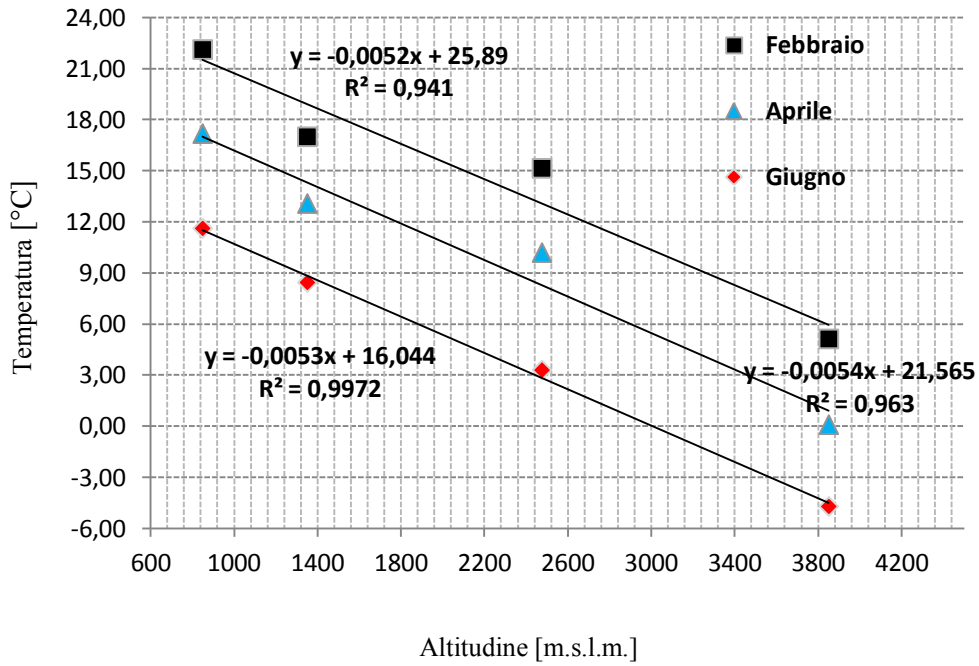


Figura 15: Gradienti altimetrici mensili, secondo le 4 stazioni Cerro Calan, La Ermita Bocatoma, El Yeso Embalse e Echaurren (febbraio, aprile e giugno).

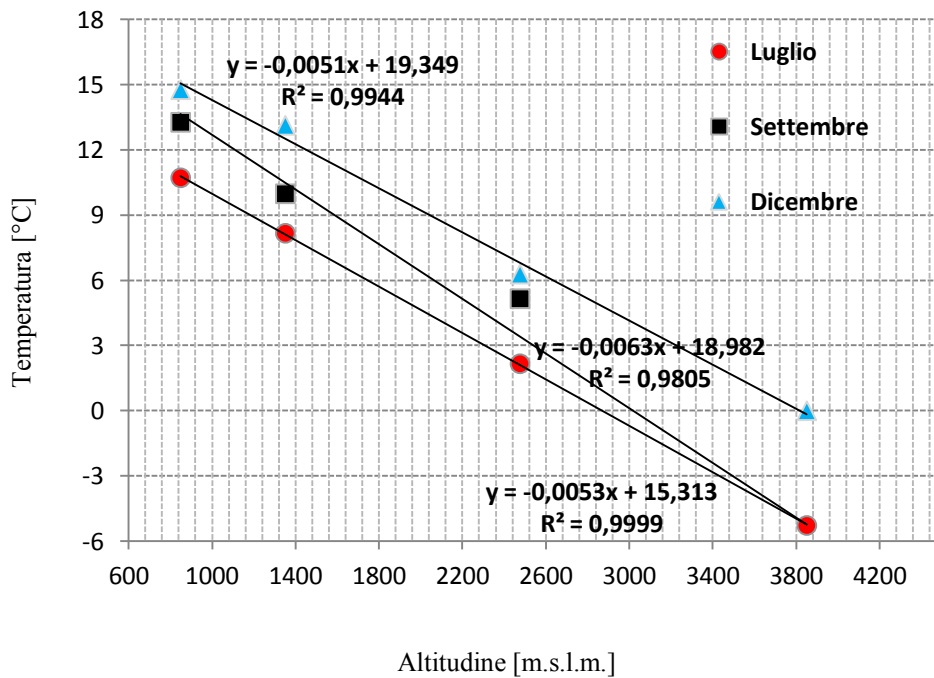


Figura 16: Gradienti altimetrici mensili, secondo le 4 stazioni Cerro Calan, La Ermita Bocatoma, El Yeso Embalse e Echaurren (luglio, settembre, dicembre).

L'utilizzo dei gradienti mensili nel modello dovrebbe migliorare l'accuratezza della distribuzione di temperature sulla griglia nel corso delle simulazioni. Considerata la temperatura T_g della stazione di riferimento di un certo giorno e la pendenza k_m del gradiente del relativo mese, la temperatura di ogni cella T_i viene dedotta in funzione dell'altitudine Q_i secondo la semplice formula:

$$T_i = k_m(Q_i - Q_s) + T_g \quad ,$$

con Q_s a indicare la quota della stazione di riferimento. Si suppone pertanto che il gradiente altimetrico mensile conservi la sua pendenza anche a scala giornaliera e sia valida per ogni giorno di quel determinato mese.

La relazione altimetrica così ricostruita potrebbe in alcuni casi essere in evidente contrasto con la situazione reale, nel senso che soprattutto in un ambiente di alta montagna si possono verificare dei fenomeni di inversione termica, soprattutto a scala locale. Per questo si è voluto valutare la ricorrenza di questo tipo di anomalia, semplicemente confrontando le temperature giornaliere di una stazione di valle (Cerro Calan, 848 m.s.l.m.) con quelle di una stazione a quota superiore (El Yeso Embalse, 2475 m.s.l.m.).

Tra il 1994 e il 2008 si registra una temperatura superiore alla quota maggiore per 39 giorni, pari a meno dell'1% dell'arco temporale totale (1 giorno su 140), con una differenza massima di 5,3°C. Oltre all'inversione termica vera e propria potrebbero influire altri fattori climatici dovuti alla distanza geografica tra le due stazioni, ma in ogni caso si possono ritenere come trascurabili frequenza ed influenza di questo tipo di episodi.

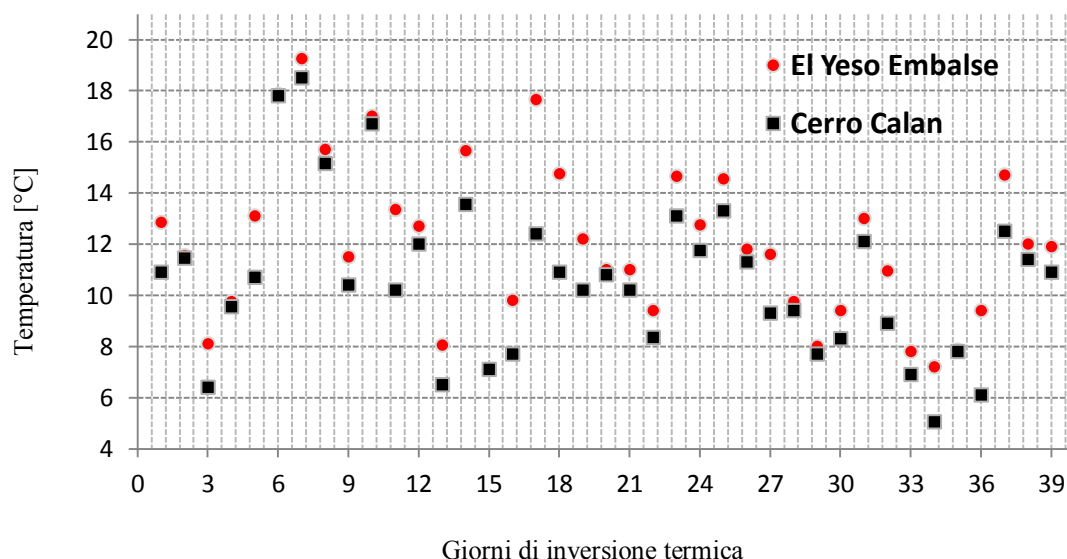


Figura 17: Episodi in cui la temperatura giornaliera di El Yeso Embalse supera quella della stazione più a valle di Cerro Calan.

3.1.2 – Precipitazioni liquide

I dati di precipitazione costituiscono l'altro fondamentale input del modello. Quando le temperature sono $> 0^{\circ}\text{C}$, le piogge governano l'aumento di contenuto d'acqua nel suolo; se questo risulta poi superiore alla capacità massima di saturazione del terreno si innesca il deflusso superficiale e un conseguente incremento di portata nei corsi d'acqua. Per questo anche in inverno l'idrometro di El Manzano registra qualche raro picco di piena pluviale. Tendenzialmente però le alte quote del bacino e le temperature invernali rigide portano a una prevalente fase solida delle precipitazioni: la neve si accumula per gran parte dell'inverno, per poi rilasciare il contenuto d'acqua nella stagione di disgelo. Da questa dinamica deriva l'importanza di riprodurre al meglio la distribuzione altimetrica e spaziale delle precipitazioni reali di un bacino in cui le portate sono perlopiù regolate dalla fusione. Molti modelli idrologici assumono una precipitazione costante su tutto il bacino, con valori uguali a quelli della stazione di riferimento utilizzata. Ma l'analisi delle piogge che coinvolgono il Rio Maipo Alto ha portato a cercare di escludere questo metodo, perché sussistono delle marcate differenze sul territorio: ne consegue in questo studio lo sforzo modellistico a favore di una distribuzione spaziale delle precipitazioni. Le 12 stazioni disponibili anche in questo caso si ripartiscono tra il bacino Maipo Alto vero e proprio e una zona adiacente, sempre a Nord Est di Santiago, a cui si è estesa l'analisi di nuovo per avere più misurazioni possibili.

	Quota	Periodo disponibile
El Manzano	890	2012-2013
Mapocho	966	2012-2013
San Alfonso	1040	1965-1973, 2012-2013
Maitenes Bocatoma	1143	1979 -
Rio Molina	1158	2010-2013
San Gabriel	1266	1977 -
Queltehues	1450	1972-1980
Las Melosas	1527	1962-2006
Rio San Francisco	1550	aprile-luglio 2013
Glaciar San Francisco	2220	2012
El Yeso Embalse	2475	1998 -
Yerba Loca Carvajal	3250	2013

Tabella 2: Elenco dei pluviometri disponibili sul bacino.

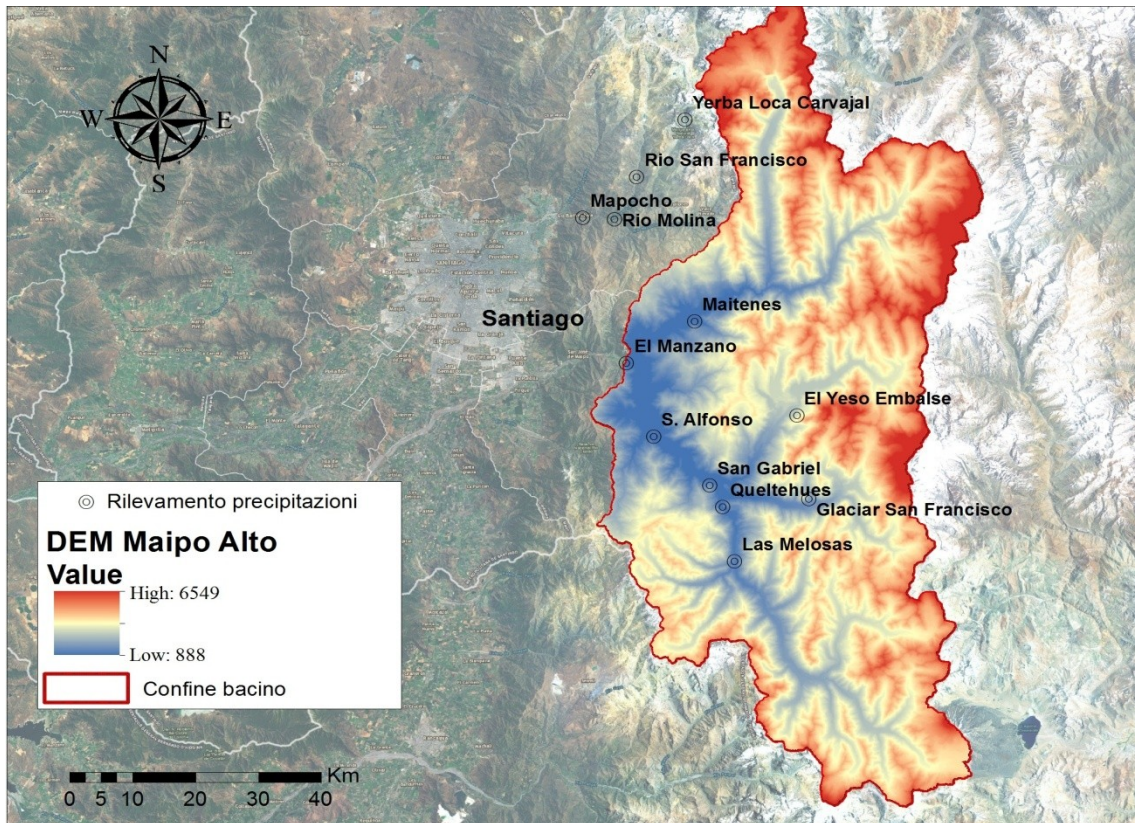


Figura 18: Ubicazione stazioni di rilevamento precipitazioni.

I pluviometri sono tutti posizionati a quote mediamente inferiori a quelle in cui si hanno le nevicate, salvo quello di Yerba Loca Carvajal, non riscaldato e dunque non adatto alla misurazione nei periodi invernali, senza contare il periodo molto ristretto di registrazione. Il calcolo delle medie mensili sulle cumulate evidenzia anche in questo caso la forte stagionalità, coerente con le informazioni climatiche ricavate sulla zona. Il grafico riporta le medie mensili delle 4 stazioni con periodo più lungo di misurazione:

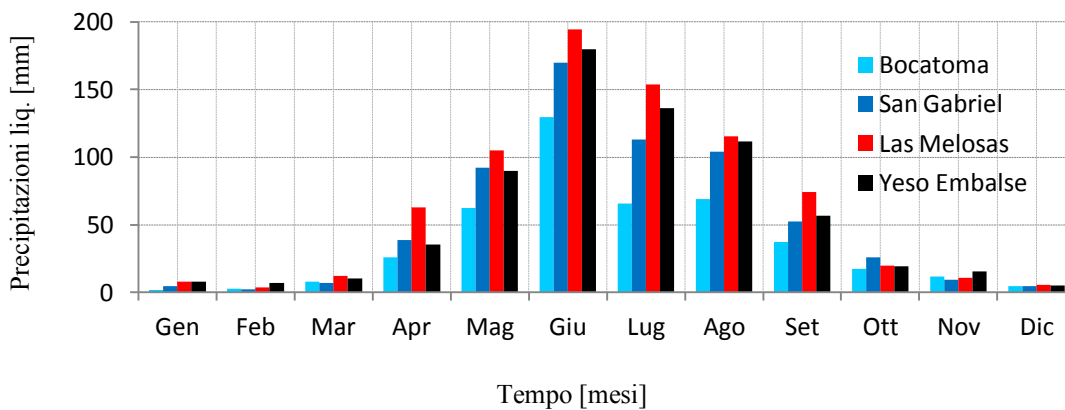


Figura 19: Cumulate mensili medie delle stazioni Bocatoma, San Gabriel, Las Melosas e El Yeso.

I quantitativi maggiori si registrano a giugno e luglio, con precipitazioni praticamente inconsistenti durante l'estate.

Come per le temperature si è effettuato un controllo delle precipitazioni storiche della zona, su un periodo il più prolungato possibile; prima si sono calcolate le cumulate annuali di ogni anno sui 4 pluviometri Maitenes Bocatoma, San Gabriel, Las Melosas e El Yeso Embalse (serie di dati continue più lunghe), per poi mediare i valori tra le diverse stazioni:

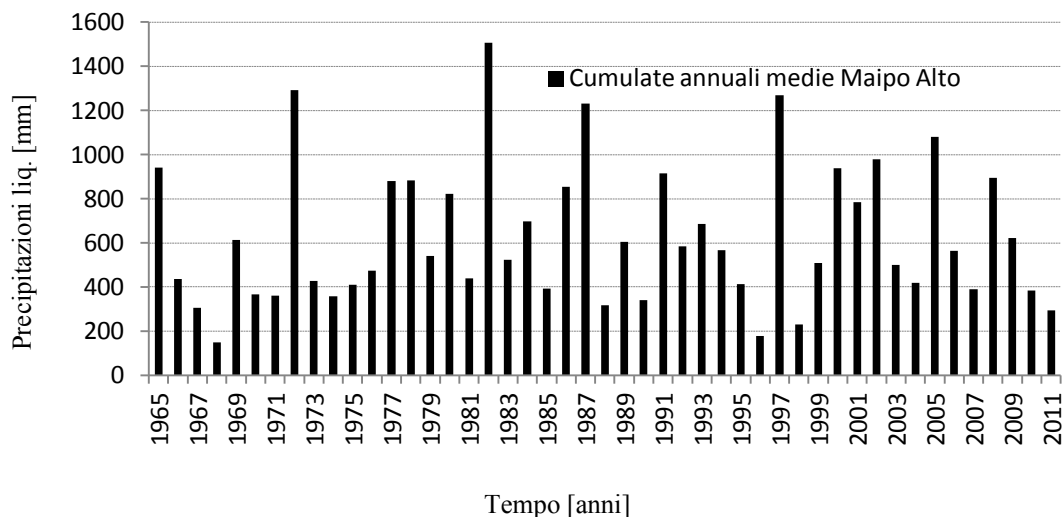


Figura 20: Cumulate annuali mediate sui pluviometri Maitenes Bocatoma, San Gabriel, Las Melosas e El Yeso Embalse.

Dal grafico risulta difficile dedurre un eventuale trend temporale nei valori di pioggia, anche perché le contrazioni di precipitazioni di cui si parla in letteratura si riferiscono più alle Ande tropicali che non a quelle del Cile Centrale. L'elemento più interessante che si può dedurre è la frequenza di El Niño, con gli episodi più evidenti del 1972, 1982, 1987 e 1997.

Nella figura 19 è già riscontrabile una relazione con l'altitudine, con cumulate tendenzialmente maggiori per le stazioni posizionate alle quote più elevate. L'andamento è stato meglio focalizzato relazionando, come per le temperature, le cumulate annuali con le quote di 7 stazioni distribuite sull'intero bacino, tentando di coprire area e fasce di altezza il più possibile estese. La relazione supposta è ancora di tipo lineare, con il coefficiente R^2 ancora piuttosto alto, nonostante il dato di precipitazione sia di per sé molto più variabile rispetto alle temperature.

Si sottolinea che tutte le misure sono relative ai soli millimetri di pioggia, dunque precipitazioni in fase liquida; nei periodi freddi e per le stazioni più alte come El Yeso Embalse, i dati potrebbero essere influenzati dal fatto che non viene registrata l'eventuale frazione solida. Di conseguenza El Yeso Embalse viene qui esclusa dal calcolo del gradiente.

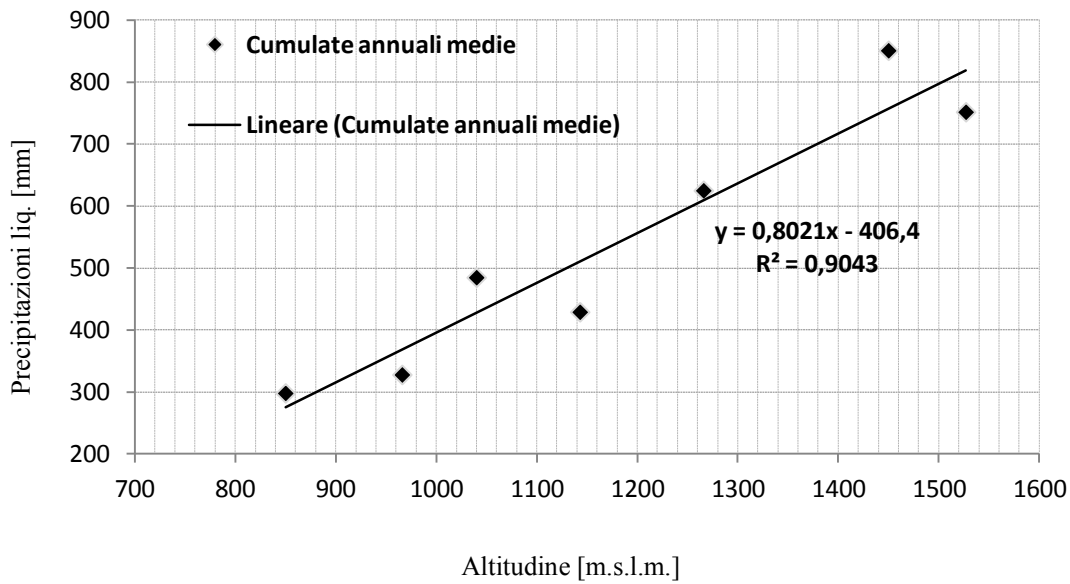


Figura 21: Precipitazioni cumulate annuali medie per le stazioni El Manzano, Mapocho, San Alfonso, Maitenes Bocatoma, San Gabriel, Queltehues, Las Melosas.

Interessante è stato valutare il gradiente per un gruppo più ristretto di stazioni con set di dati più lunghi (in modo da rimuovere l'effetto di medie annuali troppo legate ad eventuali annate particolari o anomale) e soprattutto comprendendo una misura di precipitazione per la stazione Glaciar San Francisco, in modo da verificare che alle quote superiori il dato medio annuale si posizioni circa sulla stessa retta di pendenza: questa misura è stata ottenuta sommando per lo stesso periodo i valori di precipitazione liquida registrata e lo Snow Water Equivalent (SWE) ricavato dalle nevicate dei dati neve della stessa stazione.

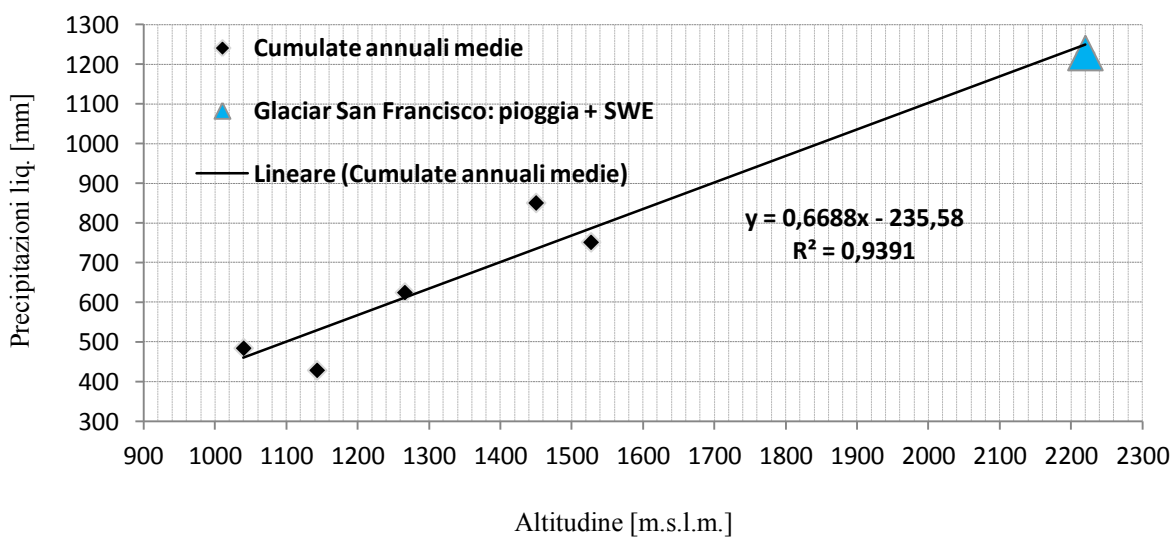


Figura 22: Gradiente altimetrico secondo la misura calcolata per Glaciar San Francisco e le cumulate annuali medie di San Alfonso, Maitenes, San Gabriel, Queltehues e Las Melosas.

Per il calcolo dello SWE si rimanda al paragrafo 3.1.4, dedicato ai dati neve e ghiaccio. Quel che emerge dalla figura 22 è la congruenza con la retta interpolante, con coefficiente di correlazione superiore rispetto a quello dedotto in precedenza ($> 0,9$) e assumendo una densità della neve fissata a 100 kg/m^3 . Con questo non si intende stabilire che la distribuzione altimetrica delle precipitazioni così descritta rifletta la realtà, perché è probabile che siano in gioco altri fattori oltre all'altitudine.

Per completezza il gradiente annuale è stato calcolato anche su gruppi di 3 o 4 stazioni appartenenti alla stessa valle, con esiti nuovamente coerenti con quello sopra descritto, ovvero con pendenze della retta di regressione cumulate-quote confrontabili. Per esempio si sono relazionate le 4 stazioni di El Manzano (850 m), San Alfonso (1040 m), San Gabriel (1266 m) e Las Melosas (1527 m), tutte posizionate lungo la valle del fiume Maipo vero e proprio. La stazione di Queltehues è stata in questo caso esclusa perché i dati coprono un periodo più breve.

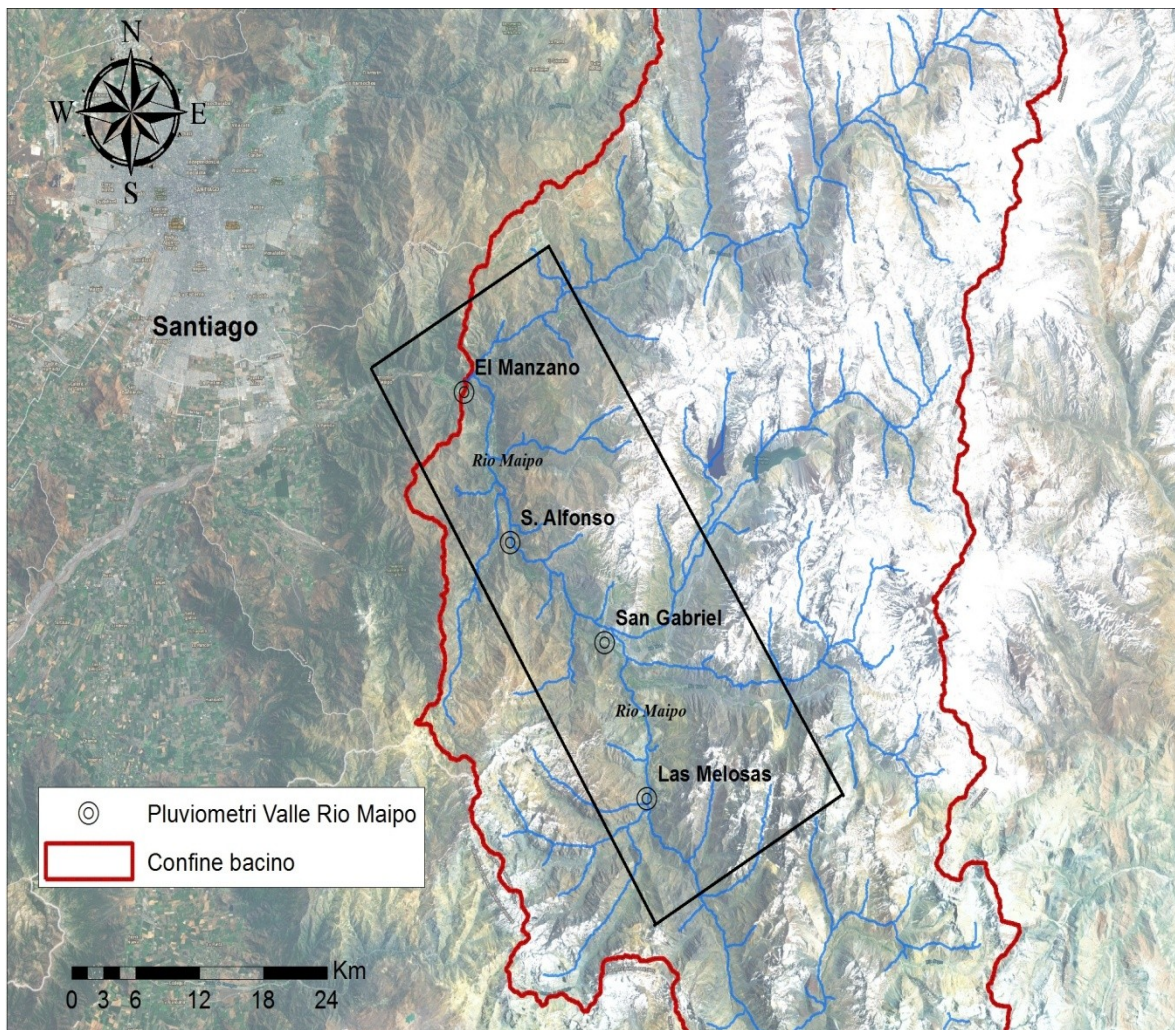


Figura 23: Pluviometri della valle alta del Rio Maipo.

Il gradiente che ne risulta è molto simile a quello calcolato in figura 22.

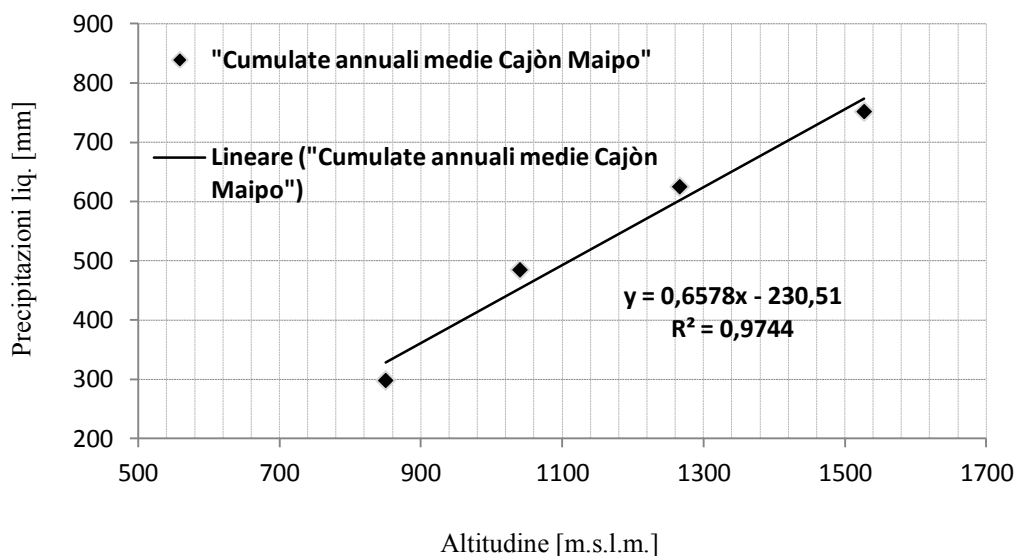


Figura 24: Gradiente altimetrico tra cumulate annuali medie dei pluviometri dell'alta valle Maipo.

Anche in questo caso si sono ricavati infine i gradienti mensili, presumibilmente a vantaggio della precisione sugli input nelle simulazioni, utilizzando tre stazioni: Maitenes Bocatoma, San Gabriel e Las Melosas, su quote volutamente basse per esser certi di comprendere solo precipitazioni in fase liquida anche in pieno inverno.

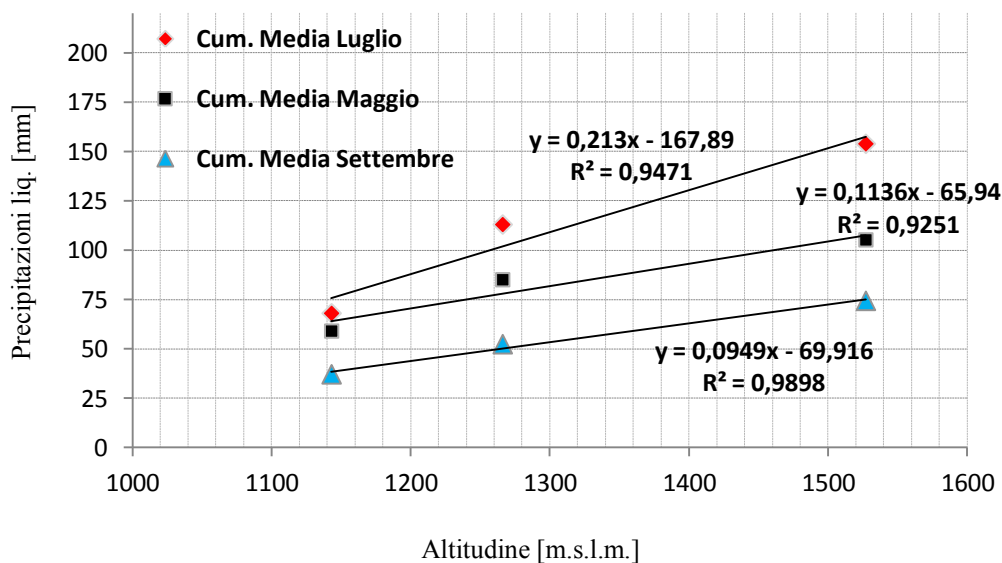


Figura 25: Gradienti altimetrici di precipitazioni cumulate mensili per maggio, luglio e settembre.

I gradienti sono più marcati nei mesi piovosi, mentre durante la stagione secca i bassi valori delle cumulate producono correlazioni meno evidenti e con pendenze molto minori. Per esempio ad ottobre il coefficiente di determinazione cala drasticamente.

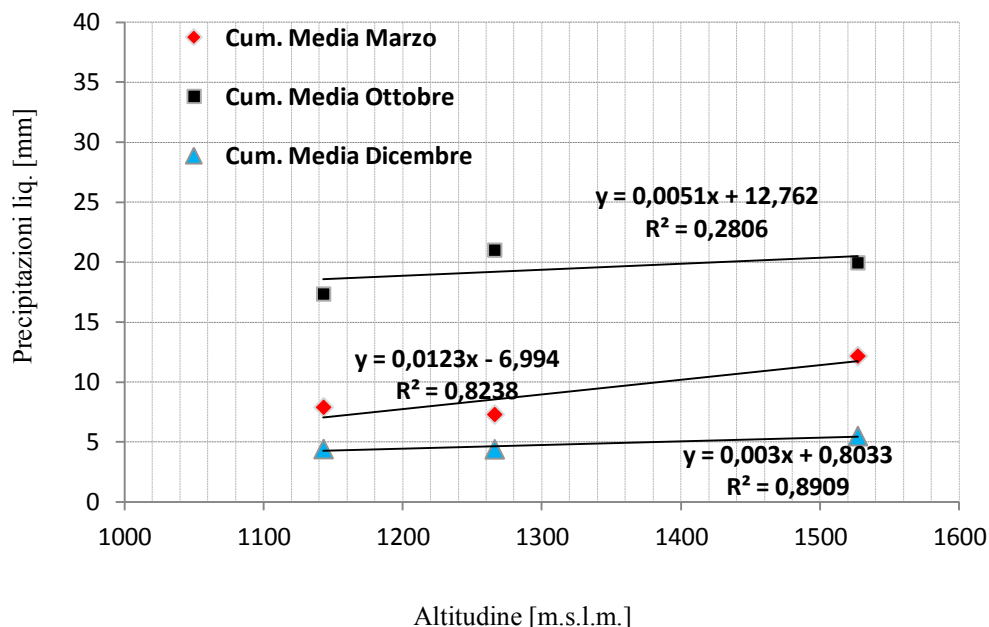


Figura 26: Gradienti altimetrici di precipitazioni cumulate mensili per marzo, ottobre e dicembre.

Naturalmente la cumulata annuale è influenzata prevalentemente dai maggiori valori invernali, rendendo nuovamente apprezzabile il gradiente. Il modello verrà comunque applicato utilizzando i gradienti mensili, sempre per la scarsa influenza delle precipitazioni estive, i cui gradienti poco accurati non dovrebbero portare ad errori significativi.

Per quanto riguarda la distribuzione spaziale una prima semplice e sommaria analisi può essere effettuata calcolando la media delle cumulate annuali di diversi anni per ogni stazione: si valuta poi per ogni annata se tutte le stazioni registrano concordemente una cumulata annuale sopra o sotto la loro media. Quindi se anni particolarmente piovosi portano a cumulate alte in ogni punto del bacino se ne può dedurre una distribuzione delle precipitazioni piuttosto uniforme, almeno secondo questa semplice procedura. Su un totale di 32 anni in cui si ha sovrapposizione di periodo di misura per almeno due stazioni, emerge che il 68,7% degli anni registra cumulate sopra o sotto la media per tutte le stazioni considerate, la restante parte presenta invece una discordanza. L'influenza di El Niño giunge anche sul bacino Maipo Alto, come testimoniano le cumulate annuali per esempio del 1997 (anno di un marcato episodio El Niño), più che raddoppiate in tutte le stazioni rispetto al valore annuale medio. Dunque la grande variabilità che contraddistingue il dato di precipitazione è ulteriormente complicata da questo tipo di fenomeni, portando a valutare la possibilità di usare dei dati *remote sensing* come strumento complementare nel cercare di caratterizzare la distribuzione delle precipitazioni.

3.1.3 – Portate

Sul bacino Maipo Alto la DGA ha reso disponibili i dati di ben 9 idrometri, con le relative misure di portata media giornaliera (m³/s).

	Quota	Fiume/Affluente	Periodo disponibile
El Manzano	890	Rio Maipo	1965 -
Colorado ante junta Maipo	890	Rio Colorado	1970 - *
San Alfonso	1092	Rio Maipo	1982-1996, 2000 -
Los Queltehues	1365	Rio Volcàn	1981 - **
Olivares ante junta Colorado	1500	Rio Olivares	1978 - *
Colorado ante junta Olivares	1500	Rio Colorado	1977 - *
Las Melosas	1527	Rio Maipo	1966 - **
Las Hualtatas	1820	Rio Maipo	1979 - 2013*
Yeso Embalse	2475	Rio Yeso	1968 - 1978**

Tabella 3: Stazioni di portata disponibili, con quota, corso d'acqua misurato e periodo di registrazione disponibile. * = Dati mancanti frequenti; ** = Dati mancanti molto frequenti.

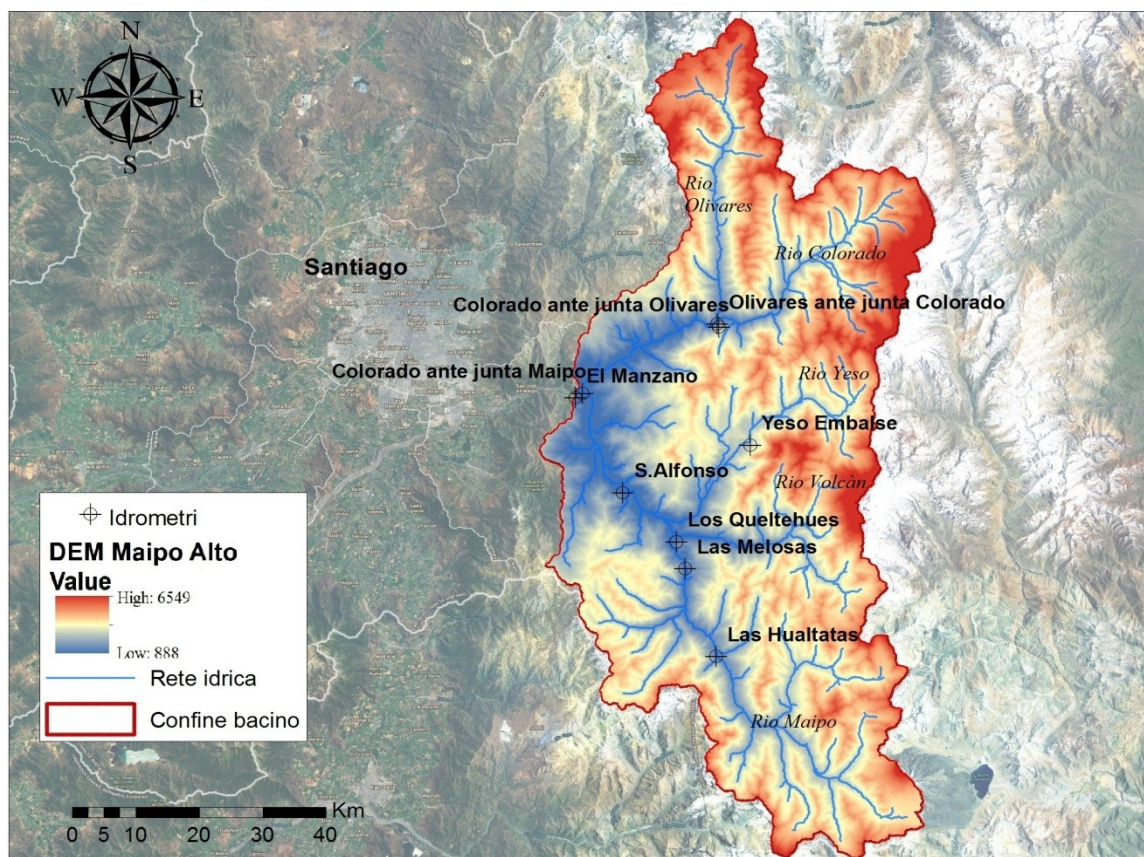


Figura 27: Ubicazione degli idrometri della DGA sul bacino Maipo Alto.

Le stazioni sono distribuite non solo sul Maipo vero e proprio ma anche sugli importanti affluenti Olivares, Colorado, Yeso e Volcàn, anche se in alcuni casi si riscontrano frequenti dati mancanti, per interi mesi. La disposizione degli idrometri è interessante perché molti di essi si collocano prima e dopo le principali confluenze, permettendo di individuare le sezioni di chiusura dei sottobacini su cui il modello verrà in seguito validato (cfr. paragrafo 4.3). Per esempio l'idrometro Olivares “ante junta Colorado” deve il suo nome al fatto di posizionarsi appena a monte della confluenza con il Rio Colorado; in maniera analoga, le stazioni Colorado “ante junta Olivares” e Colorado “ante junta Maipo” sono installate a monte delle intersezioni con il Rio Olivares e Rio Maipo rispettivamente. Los Queltehues registra le portate del Rio Volcàn appena prima della confluenza con il Rio Maipo, mentre San Alfonso opera dopo la triplice intersezione Rio Yeso–Rio Volcàn–Rio Maipo. Per la parzializzazione in sottobacini si rimanda al paragrafo 4.3 dedicato.

Calcolando le medie mensili di portata per le stazioni con più dati continui, si ottiene un andamento a forte stagionalità che conferma le caratteristiche nivali descritte dalla Dirección General de Aguas:

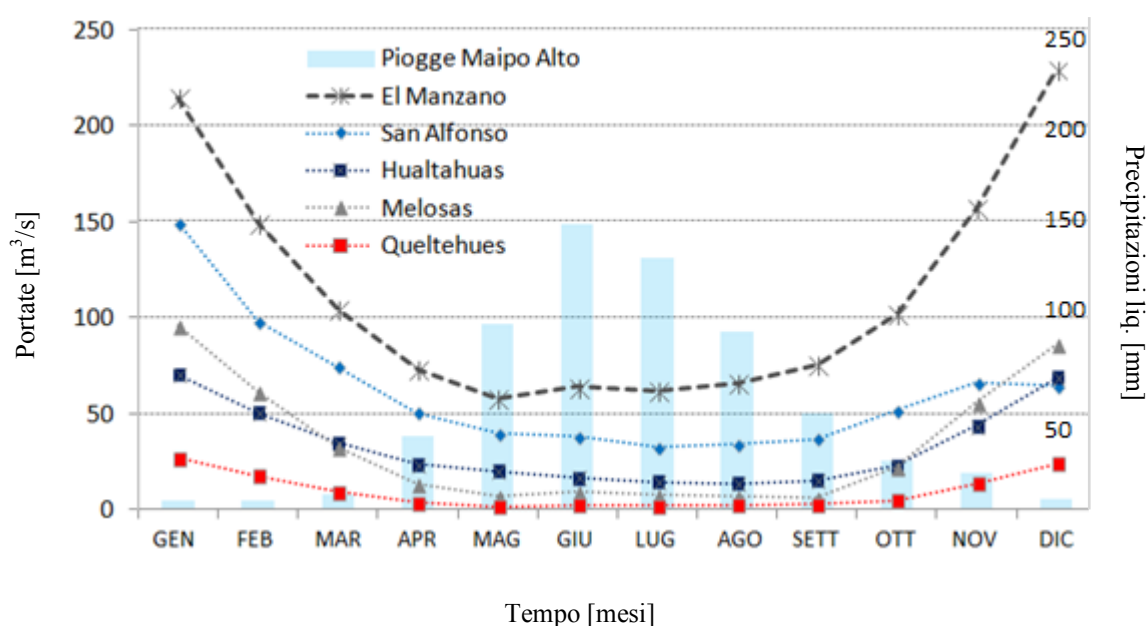


Figura 28: Portate medie mensili delle diverse stazioni e precipitazioni medie mensili del bacino.

Nel grafico si riportano le medie mensili in m^3/s (calcolate sul periodo 1994-2006), contemporaneamente alle piogge medie mensili in millimetri (valori ottenuti come medie dai pluviometri Maitenes Bocatoma, San Gabriel, Las Melosas e El Yeso Embalse), mostrando chiaramente come la stagionalità pluviale non influisca direttamente sul regime idrologico del bacino.

I valori massimi si ottengono infatti nei periodi di fusione, soprattutto gennaio e dicembre, i mesi in assoluto più caldi; le differenze stagionali si notano naturalmente di più sull'idrometro di El Manzano, che raccoglie le acque di tutto il bacino considerato (è la sezione di chiusura). Per quanto riguarda l'evoluzione temporale si è tentato di individuare eventuali cambiamenti sulle portate medie annuali tra il 1972 e il 2011 (El Manzano):

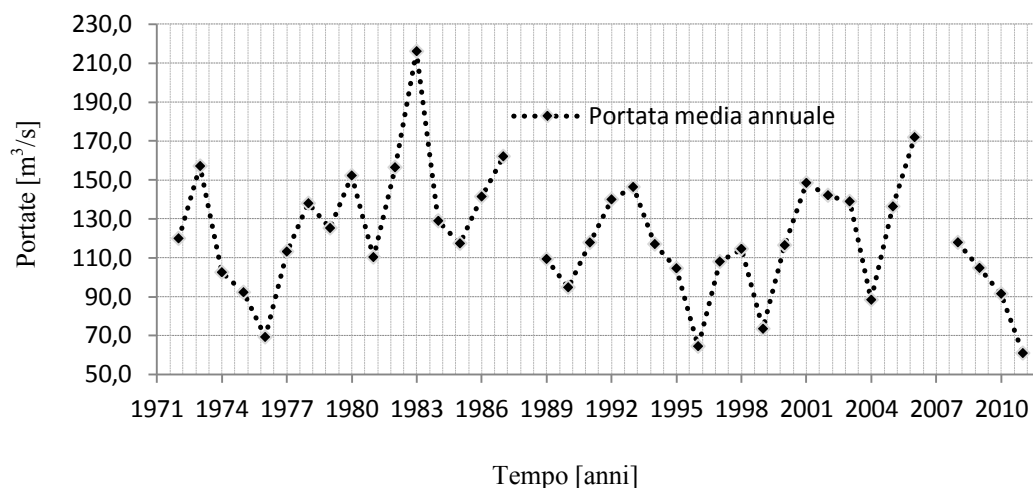


Figura 29: Portate medie annuali dell'idrometro El Manzano sul Rio Maipo.

Da questi dati, per quanto coprono un arco temporale di circa 40 anni, non è possibile dedurre con chiarezza un trend di crescita o decrescita; ha probabilmente più senso cercarlo sulle medie per esempio del solo mese di picco di dicembre (per media mensile).

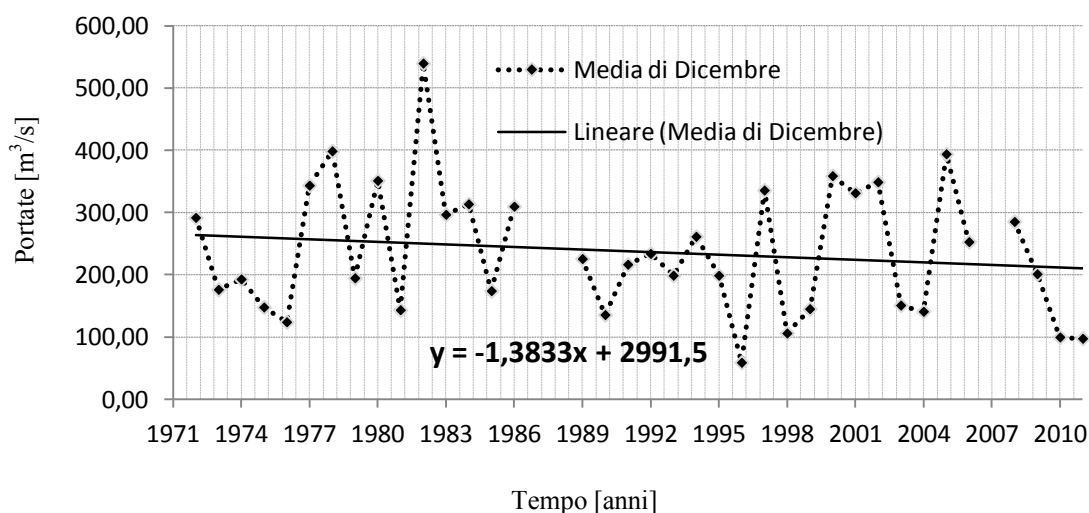


Figura 30: Portate medie di dicembre dell'idrometro di El Manzano sul Rio Maipo.

In questo caso sembra più visibile un decremento delle portate medie.

3.1.4 – Dati neve e ghiaccio

Per quanto riguarda la neve la DGA pubblica delle misure giornaliere dell'altezza del manto nevoso. Sul bacino di interesse è presente unicamente un nivometro, situato nei pressi del ghiacciaio San Francisco a 2220 metri di quota, ma è stato considerato anche il nivometro di Yerba Loca Carvajal, a brevissima distanza dalla linea di spartiacque e ad una quota di 3250 metri.

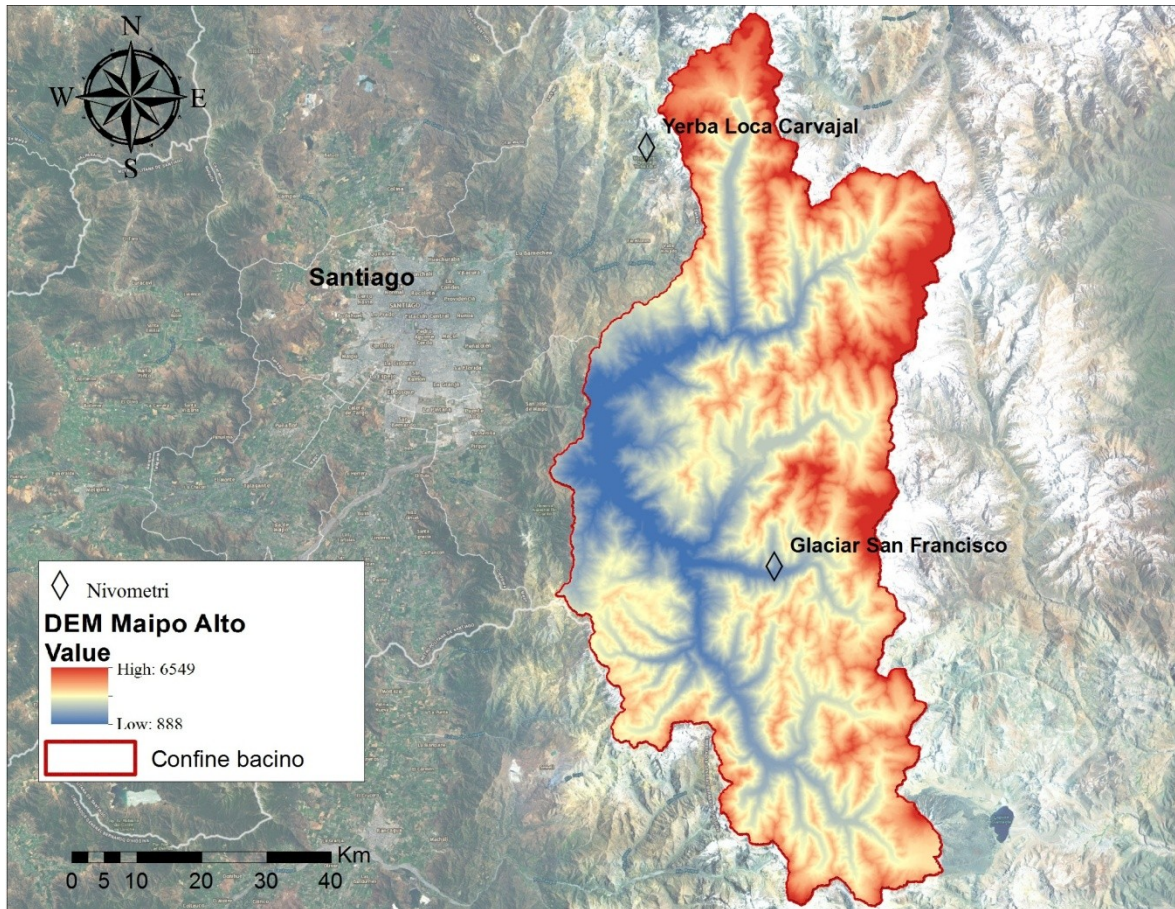


Figura 31: Ubicazione dei nivometri disponibili sul bacino Maipo Alto e dintorni.

Per semplice differenza tra le altezze della neve nel corso dei giorni, si sono ottenute le neviccate e i quantitativi di neve fusa, convertiti in entrambi i casi in altezza d'acqua equivalente secondo la formula dello Snow Water Equivalent (SWE):

$$h_w = \frac{\rho_s}{\rho_w} h_s$$

con h_w altezza equivalente d'acqua, ρ_s e ρ_w densità della neve e dell'acqua rispettivamente, ed infine h_s altezza della neve.

La conversione in millimetri d'acqua sulle nevicate è stata effettuata assumendo una densità tipica della neve fresca (100 kg/m^3) ed ha permesso di valutare la precipitazione liquida equivalente. Per quanto riguarda la fusione invece, si è imposto un valore di densità della neve superiore, tipico di un manto nevoso meno recente (supponendo che molti contributi alla fusione possano provenire da neve non recente): la neve “vecchia” ha una densità che può variare nel range $200\text{-}500 \text{ kg/m}^3$ (Oke, 1987). Dividendo i millimetri totali di fusione per la sommatoria delle corrispondenti temperature positive (temperature dedotte per la quota corretta in base ai gradienti mensili calcolati), secondo la formula del Degree Day, si è ottenuto un fattore di $5,9 \text{ mm}/^\circ\text{C}\cdot\text{giorno}^{-1}$ per Yerba Loca e di $6,5 \text{ mm}/^\circ\text{C}\cdot\text{giorno}^{-1}$ per la stazione San Francisco, con densità pari a 250 kg/m^3 . Il Degree Day può variare nel corso della stagione e a seconda della zona (intervallo ammissibile $1\text{-}14 \text{ mm}/^\circ\text{C}\cdot\text{giorno}^{-1}$, Hock, 2003), con una variabilità che dunque non può essere rilevata dai pochi dati a disposizione. Il modello verrà pertanto applicato con un Degree Day della neve unico per tutto il bacino e costante nel tempo.

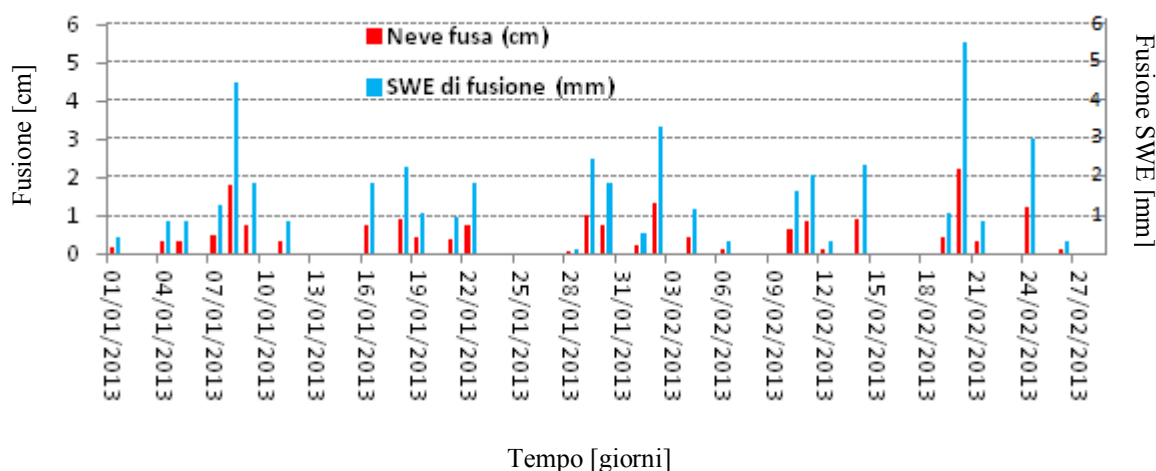


Figura 32: Fusione della neve ottenuta per differenze giornaliere di altezza del manto (nivometro Glaciar San Francisco 01/01/2013 – 28/02/2013).

Tipo di neve	Densità (Kg/m3)
Neve fresca molto leggera	circa 30
Neve fresca	circa 100
Neve feltrata	150 a 300
Grani arrotondati	250 a 450
Cristalli sfaccetati	250 a 400
Brina di profondità	150 a 350
Neve bagnata	300 a 500

Tabella 4: Valori di densità di diversi tipi di neve. Fonte: European Avalanche Warning Service.

Per quanto riguarda i dati al suolo sul ghiaccio, le uniche informazioni utili sono state ricavate dalla campagna glaciologica condotta da Ev-K2-CNR nell'ambito del "Piano di azione per la salvaguardia dei ghiacciai contro il Cambiamento Climatico" (2012), durante la quale sono state effettuate delle misure anche su 3 ghiacciai del bacino del Rio Maipo Alto: San Francisco, Piramide e Echaurren.

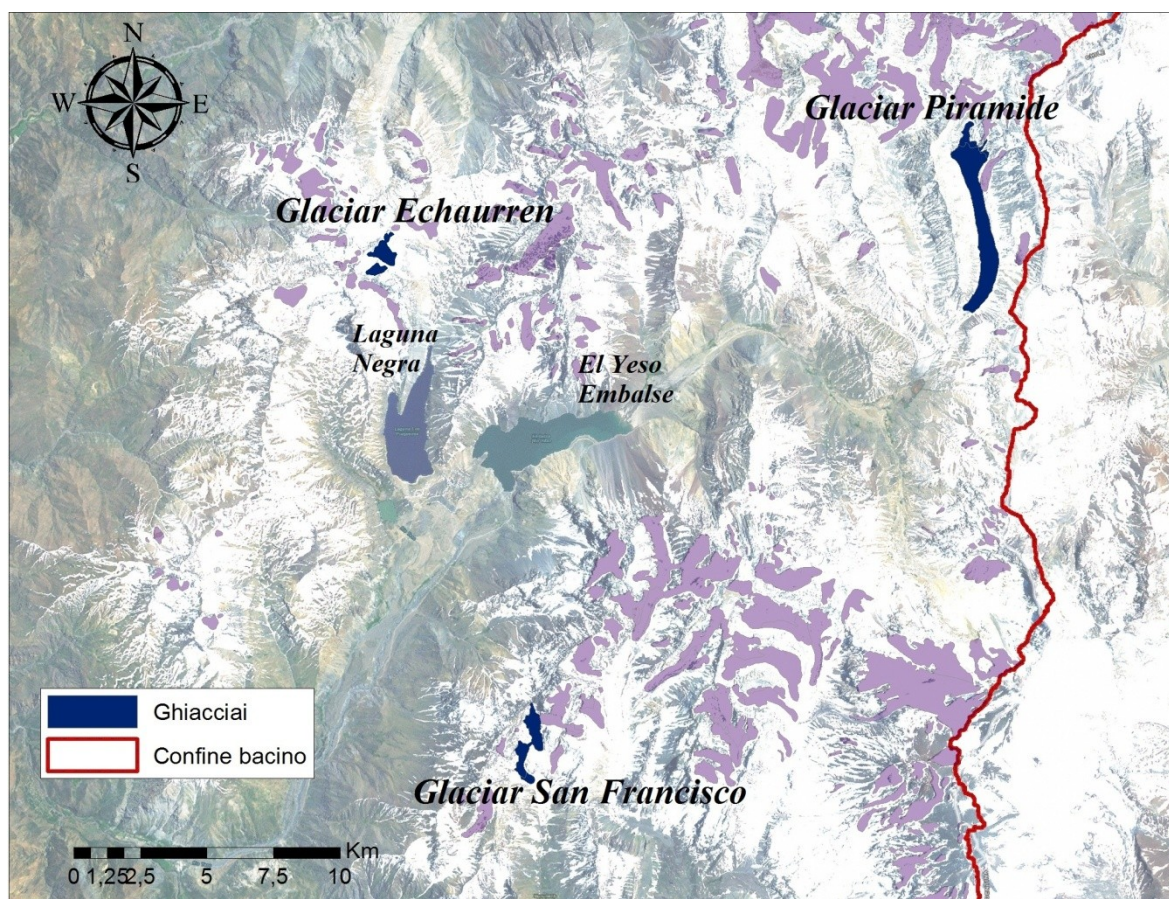


Figura 33: Evidenziazione dei 3 ghiacciai di cui si dispone di dati di misura utili allo studio.

Per i primi due ghiacciai in particolare, si riportano delle misure sull'ablazione del ghiaccio da cui si è potuto stimare un valore del Degree Day. In entrambi i casi infatti è disponibile il totale dei centimetri fusi in un periodo di circa tre mesi; essi sono stati convertiti in millimetri d'acqua equivalente e poi divisi per la sommatoria delle temperature positive dello stesso periodo. Le temperature sono state ricavate utilizzando i gradienti altimetrici mensili, essendo note le quote delle paline ablatometriche, a partire dalle temperature giornaliere della vicina stazione di El Yeso Embalse. Sul ghiacciaio San Francisco sono state installate 7 paline, tra i 2890 e i 3425 metri di quota. Esse registrano valori di ablazione diversi, variabili tra i 283 e i 352 cm in 85 giorni, tra fine gennaio e fine aprile 2012; considerando per esempio i 352 cm di ablazione osservati a 3019 m.s.l.m. è stato ricavato un Degree Day pari a $4,1 \text{ mm}/^{\circ}\text{C}\cdot\text{giorno}^{-1}$. Per quanto riguarda il Piramide si

precisa che è un ghiacciaio di tipo *debris covered*, ovvero perlopiù ricoperto di detriti con spessori variabili che influenzano i valori di ablazione. Lo studio glaciologico effettuato ha infatti tentato di ricostruire una relazione tra i tassi di ablazione e lo spessore di detrito in corrispondenza delle diverse paline. Per il valore massimo di 97 cm in circa tre mesi, a quota 3748 m e sotto 10 cm di detriti, si ricava un Degree Day di $4,5 \text{ mm}/^{\circ}\text{C}\cdot\text{giorno}^{-1}$. Generalmente strati più consistenti di detrito determinano minori quantitativi di fusione.

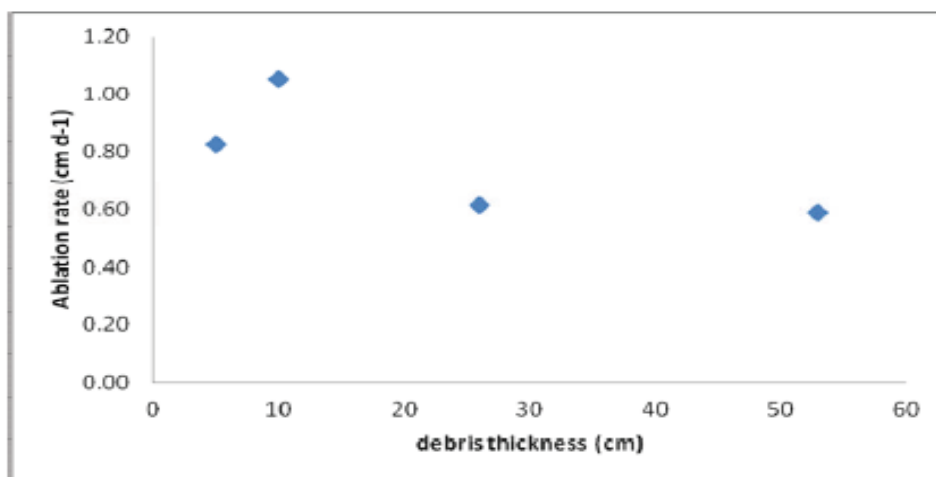


Figura 34: Tassi di ablazione registrati in corrispondenza di diversi valori di spessore di detrito del ghiacciaio Piramide. Fonte: *Informe de Glaciologia, 2012*.

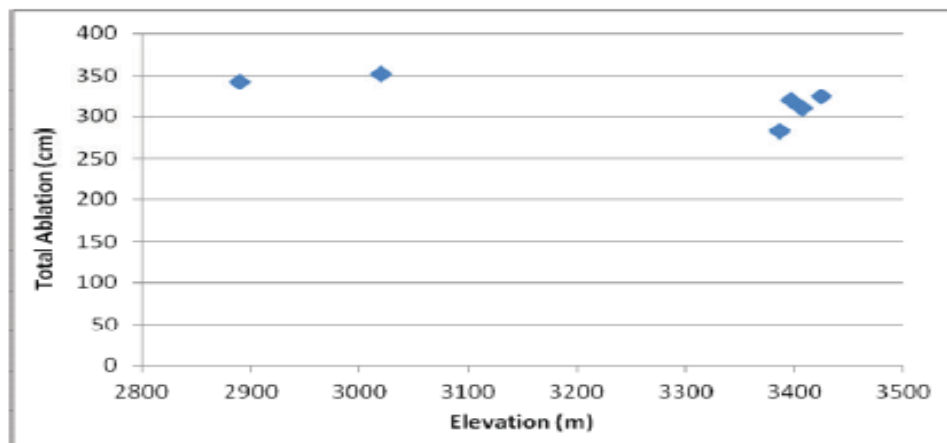


Figura 35: Tassi di ablazione registrati in corrispondenza di diverse quote sul ghiacciaio San Francisco. Fonte: *Informe de Glaciologia, 2012*.

Questi valori non sono particolarmente alti, visto che in letteratura si trovano anche fattori sino ai $20 \text{ mm}/^{\circ}\text{C}\cdot\text{giorno}^{-1}$ (Hock, 2003), con valori normalmente superiori rispetto alla neve, essendo minore il coefficiente di albedo. Come per il Degree Day della neve, anche

quello relativo al ghiaccio può essere molto variabile, a seconda della zona, dell'esposizione solare e topografia, della quota, del periodo di riferimento e del tipo di ghiacciaio, che per esempio può essere scoperto, coperto di detriti o "rocoso" (*rock glaciers*, masse rocciose con ghiaccio interstiziale). I dati ottenuti per i ghiacciai San Francisco e Piramide sono delle misure puntuali e specifiche di quella situazione locale, per cui si è ritenuto che non potessero essere rappresentative di tutti i ghiacciai presenti sul bacino. Questo ha indotto a non assumere all'interno del modello un valore fissato a priori del Degree Day del ghiaccio, pur sempre rimanendo nei limiti di ammissibilità. Il fattore, imposto come per la neve unico e costante per l'intero bacino, sarà infatti meglio precisato in fase di calibrazione (cfr. paragrafo 4.1).

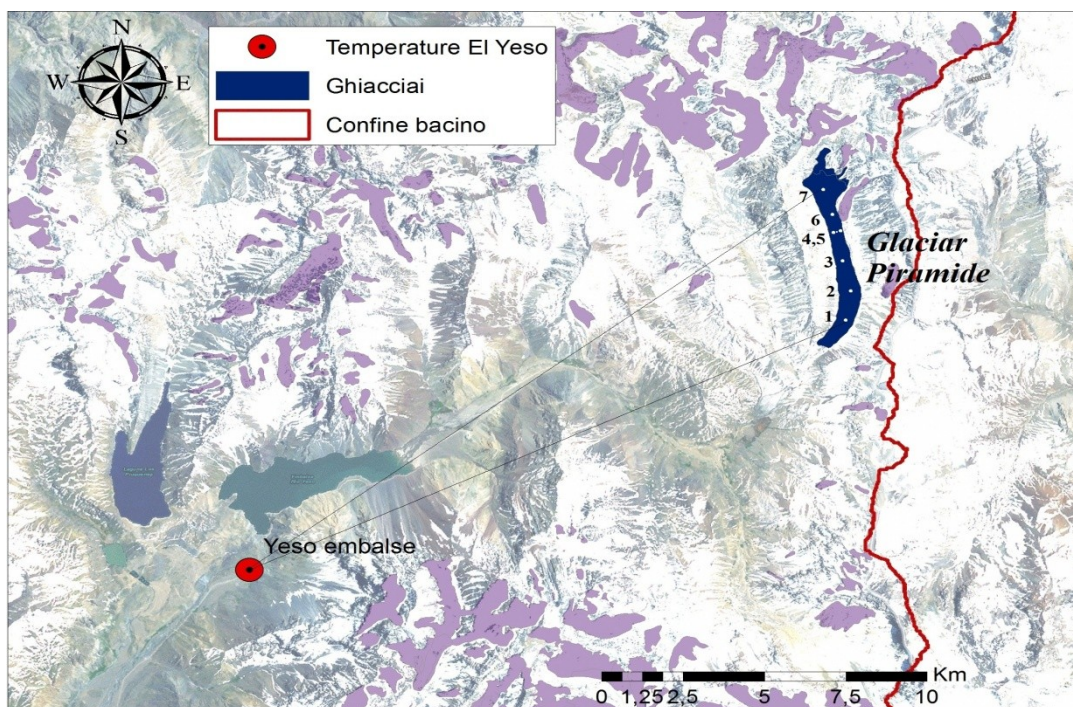


Figura 36: Posizione della stazione di rilevamento temperature El Yeso Embalse, utilizzate nei gradienti per il calcolo del Degree Day alle diverse quote delle paline ablatometriche.

baliza N.	Ablación Total (cm)	Tasa de Ablación (cm/día)	Cota (m) m.s.n.m.	Espesor del detrito (cm)
1			3.391,5	11
2			3.490,9	27
3	54	0,59	3.672,4	53
4	55	0,61	3.587,6	26
5	76	0,83	3.685,1	5
6			3.685,2	7
7	97	1,05	3.748,4	10

Tabella 5: Misure di ablazione del ghiacciaio Piramide. Fonte: *Informe de Glaciologia, 2012.*

3.2 – Dati da Remote Sensing

Al fine di ottimizzare la spazializzazione degli inputs del modello, si è voluto indagare la possibilità di utilizzare dei dati da remoto per coprire le zone più inaccessibili del bacino, dove non si hanno a disposizione dati al suolo ma solo dati “dedotti”, ricavati dalle rette di regressione dei paragrafi precedenti. L’approccio trova giustificazione anche dal fatto che sul bacino le componenti climatiche sono piuttosto complesse, con correnti e situazioni locali diversificate (Falvey, 2006) che il satellite potrebbe riuscire a descrivere. Sono stati elaborati dei dati satellitari di temperatura, precipitazione e copertura nivale; questi ultimi risultano utili al confronto soprattutto con la copertura simulata dal modello.

3.2.2 – Temperature

Il prodotto MOD11C3 qui utilizzato deriva dallo strumento MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) del satellite Terra (EOS AM). Esso sorvola l’intera superficie terrestre ogni 1-2 giorni, acquisendo dati in 36 bande spettrali. MOD11C3 ha risoluzione spaziale di 5600 metri e cadenza mensile. In particolare sono stati scaricati i dati mensili relativi agli anni 2002, 2004, 2006, 2008, 2010 e 2012, su cui come prima analisi si è verificata l’attendibilità, tramite confronto con le medie mensili osservate a terra sulle stazioni.

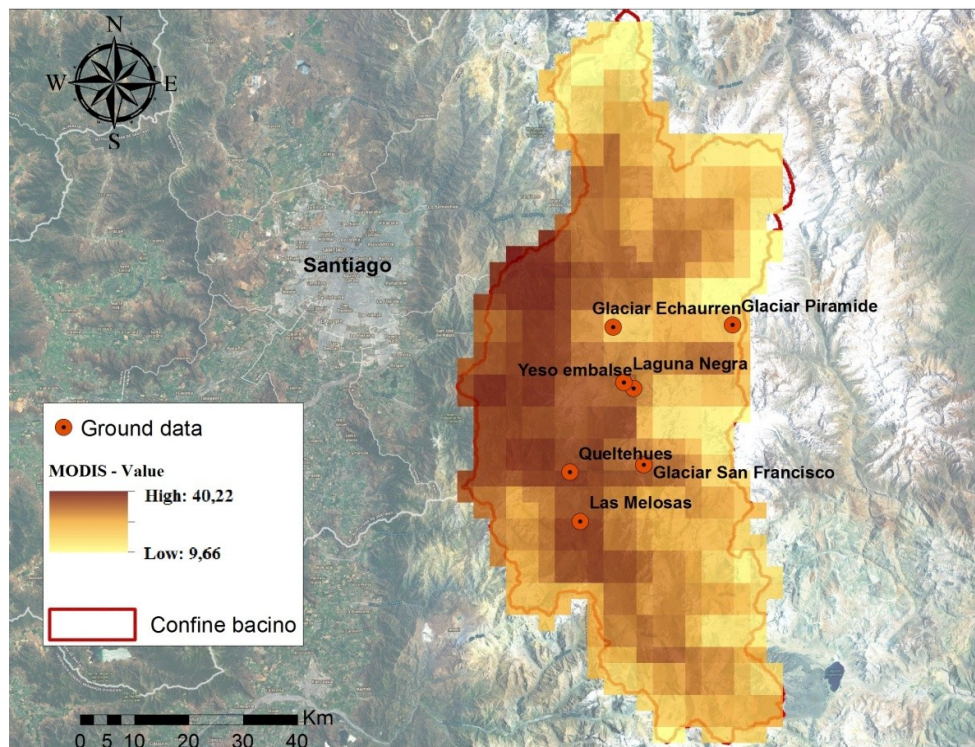


Figura 37: Distribuzione delle temperature medie di gennaio 2012 MODIS per il bacino.

La griglia MODIS da 5600 metri di risoluzione è stata riscalata in celle da 3000 metri di lato, al fine di adattarla a quella utilizzata dal modello idrologico distribuito implementato nello studio. In corrispondenza delle celle occupate dalle stazioni al suolo si è estrapolato il valore mensile MODIS dei vari anni, ottenendo una generale marcata sovrastima rispetto alle medie mensili osservate.

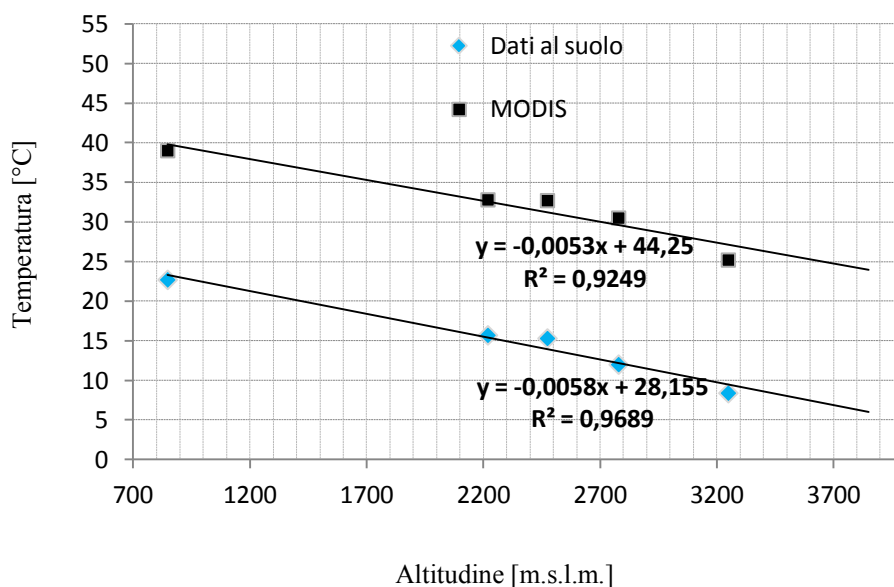


Figura 38: Confronto tra medie mensili di gennaio dei dati al suolo (Cerro Calan, San Francisco, El Yeso Embalse, Yerba Loca) e medie MODIS estrapolate in corrispondenza delle stesse stazioni.

Già nella stessa figura 38 si nota però come venga rispettata una relazione lineare con l'altitudine anche utilizzando i valori satellitari.

Ad ulteriore conferma si è proceduto come segue: il DEM del bacino è stato suddiviso tramite il software GIS in fasce altitudinali da 1000 metri, dalle quote inferiori sino alla quota più elevata; le fasce sono in seguito state trasformate in "maschere" in cui le celle assumono valore 1 se appartengono a quella fascia, 0 se sono esterne a quell'intervallo di quota. A questo punto prima si sono calcolate delle griglie mensili medie, ovvero delle matrici ottenute mediando uno stesso mese su più anni, poi le si sono moltiplicate di volta in volta per le diverse fasce; in questo modo, per ogni mese e per ogni fascia di altitudine, è stato calcolato un valore medio di temperatura, rappresentativo di quel range di quote.

Associando la temperatura media così ottenuta su ogni fascia alla sua quota media, si ottengono delle stime dei gradienti altimetrici secondo le misure satellitari.

Il grafico del mese di gennaio, mostra come le due rette di regressione siano circa parallele, con un errore sulla pendenza inferiore al 9%. La stessa situazione si ripropone circa immutata in tutti i mesi dell'anno, con un parallelismo che si manifesta anche sui valori annuali delle stazioni della figura 38.

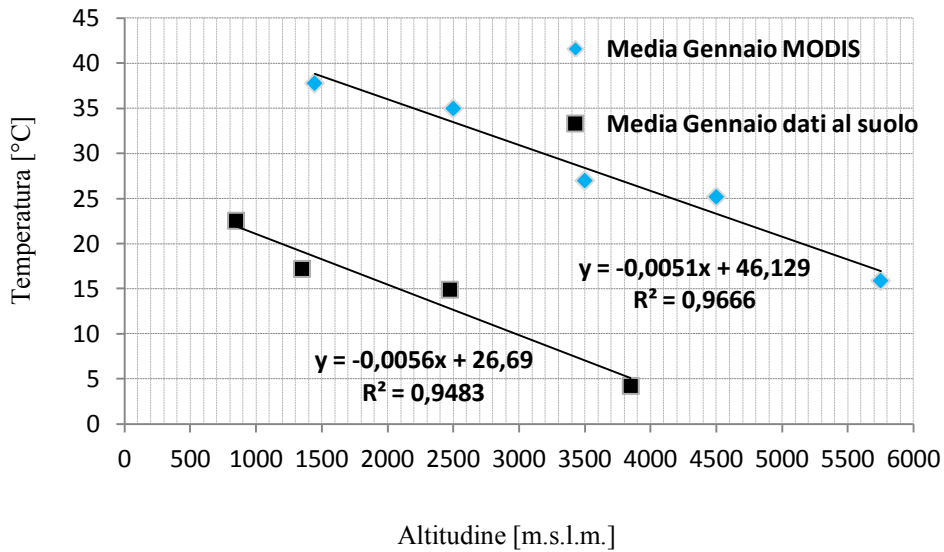


Figura 39: Confronto dei gradienti altimetrici ottenuti dai dati al suolo e dal calcolo sulle fasce MODIS (gennaio).

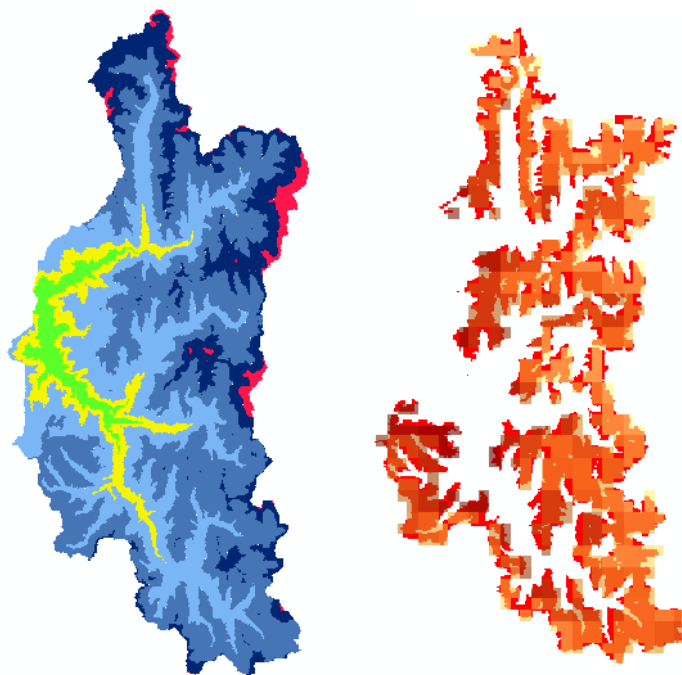


Figura 40: Fasce altitudinali (sinistra) ed esempio di temperature medie MODIS ritagliate su una fascia (destra) (gennaio, 3000-4000 metri).

Il vantaggio del gradiente MODIS è che lo si può calcolare anche per le quote più elevate, non coperte da misure di terra. E' possibile che tale relazione altimetrica sia affetta da errori, per esempio per via della risoluzione, ma è positivo che la si possa individuare con coefficienti di determinazione così alti (superiori a 0,9 in tutti i mesi) e con valori di

pendenza comunque confrontabili con quelli osservati al suolo. Quel che si cerca di indagare con le misurazioni da *remote sensing* è anche la distribuzione propriamente spaziale, ovvero in funzione della posizione nel territorio. Per questo, e visto il buon esito dell'analisi dei gradienti, si è scelto di utilizzare i dati MODIS di temperatura all'interno del modello. Infatti, per conservare l'informazione spaziale dei dati da satellite e allo stesso tempo utilizzare come input di temperatura giornalieri i dati osservati di una certa stazione di riferimento, si è elaborata una combinazione dei due approcci: i valori previsti in ogni cella dai dati satellitari sono stati corretti in base alla temperatura giornaliera osservata al suolo. Più precisamente, si è innanzitutto calcolata un' unica griglia annuale MODIS tramite media di tutte le matrici mensili precedentemente utilizzate. Ad ogni stazione di riferimento utilizzabile per le temperature giornaliere, viene poi fatto corrispondere un indice di posizione sulla griglia che rappresenta il bacino (matrice 45x20); in questo modo è possibile selezionare il valore di temperatura che la media annuale MODIS prevede per la cella corrispondente alla stazione di riferimento (cella "Rif" in figura), in cui dunque è nota anche la temperatura giornaliera al suolo. Normalmente i due valori di questa cella (MODIS e giornaliero osservato al suolo) non coincidono (sovrastima da parte dei valori MODIS), pertanto ad ogni passo della simulazione si calcola la differenza che intercorre tra media MODIS e il valore osservato al suolo nello stesso punto. Questa stessa differenza (Δ in figura) viene infine applicata a tutte le celle della matrice satellitare, effettuando quindi una correzione, una traslazione rigida delle temperature che si basa sul dato osservato giornaliero e si giustifica sul parallelismo dei gradienti prima analizzato.

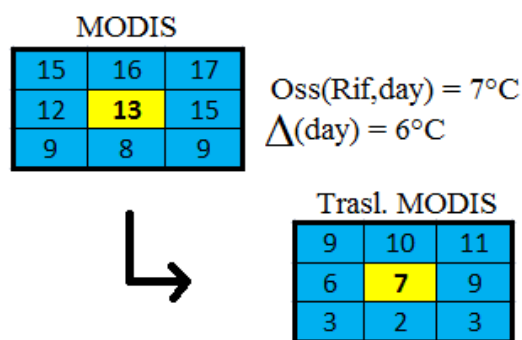


Figura 41: Schematizzazione della correzione della matrice MODIS secondo il Δ di un certo giorno e in base al dato osservato al suolo in corrispondenza della cella "Rif" (evidenziata in giallo).

Con una procedura analoga si potrebbero utilizzare le diverse matrici MODIS mensili anziché la media annuale (le correzioni di temperatura si basano non più su una matrice satellitare unica, ma sulle 12 diverse griglie mensili, esattamente come si usano i gradienti osservati di temperatura differenziati mese per mese), ma gli esiti della calibrazione e della validazione hanno mostrato come non se ne ricava alcun miglioramento nelle prestazioni del modello, dunque si è optato per l'approccio della matrice annuale unica sopra descritta, più semplice e "snello" dal punto di vista computazionale e dell'implementazione.

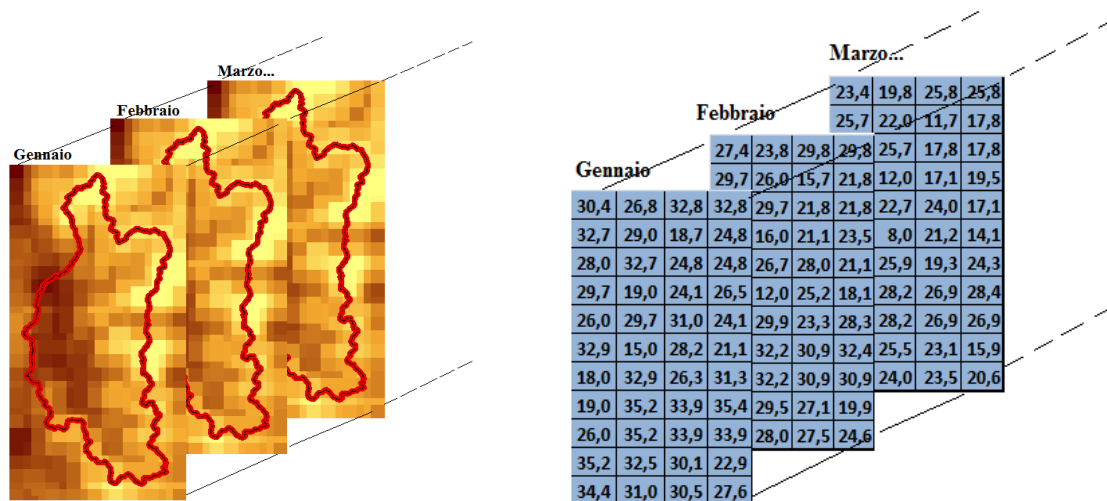


Figura 42: Schematizzazione del calcolo della matrice media annuale MODIS, ottenuta mediando tra loro le matrici mensili medie di tutti i mesi dell'anno.

Si insiste ad evidenziare come questo metodo non intenda sostituire quello con uso esclusivo dei dati al suolo, ma si propone come possibile alternativa, nel tentativo di ovviare alla mancante copertura di misurazioni di terra ad alta e altissima quota e con l'obiettivo di cercare di riprodurre la distribuzione spaziale delle temperature, oltre a quella altimetrica propriamente detta; dal punto di vista climatico le fasce subtropicali delle Ande sono state infatti descritte anche per la ricorrenza di alcune anomalie termiche di tipo spaziale, legate per esempio a cicliche intensificazioni o riduzioni dei venti occidentali degli strati alti della troposfera (Barros et al. 2002), fenomeni che una descrizione tramite soli gradienti di temperatura non può sicuramente rilevare.

3.2.3 - Precipitazioni liquide

Per le precipitazioni si è fatto riferimento ai dati della Tropical Rainfall Measuring Mission, condotta parallelamente dalla NASA e dalla Japan Aerospace Exploring Agency per studiare e monitorare le piogge tropicali. Il satellite omonimo (TRMM) dispone di un radar sensibile alle precipitazioni (PR), da cui si possono ricavare informazioni di intensità e distribuzione spaziale. Più nello specifico i dati qui utilizzati sono le precipitazioni medie mensili TRMM 2B31 (Bookhagen, 2012) del periodo 1998-2009, ad alta risoluzione spaziale (4000 metri) e elaborate da una combinazione di dati del Precipitation Radar e del TRMM Microwave Imager. La fascia "tropicale" considerata dai dati TRMM si estende proprio al limite con la Regione Metropolitana di Santiago, col bacino del Maipo Alto comunque compreso. Questo tipo di dati è sensibile prevalentemente alle piogge (fase liquida), anche se abbondanti nevicate in una certa area possono essere classificate come pioggia (Bookhagen, 2012). Le medie mensili TRMM sono state validate sulle stazioni di terra, di nuovo selezionando la cella TRMM che corrisponde spazialmente alla stazione di rilevamento delle precipitazioni al suolo. In generale i dati del Precipitation Radar, alle

basse quote (laddove non influisce il problema delle nevicate non considerate), riproducono bene la stagionalità delle precipitazioni, con valori massimi a giugno e piuttosto inconsistenti in piena estate. Per esempio per la stazione di San Gabriel a 1266 metri di quota, le cumulate mensili medie (osservate al suolo) sul periodo 1998-2009 sono comunque confrontabili con quelle ricavate da satellite (figura 44), con cumulate annuali medie di 625 mm osservati contro i 606 mm da TRMM.

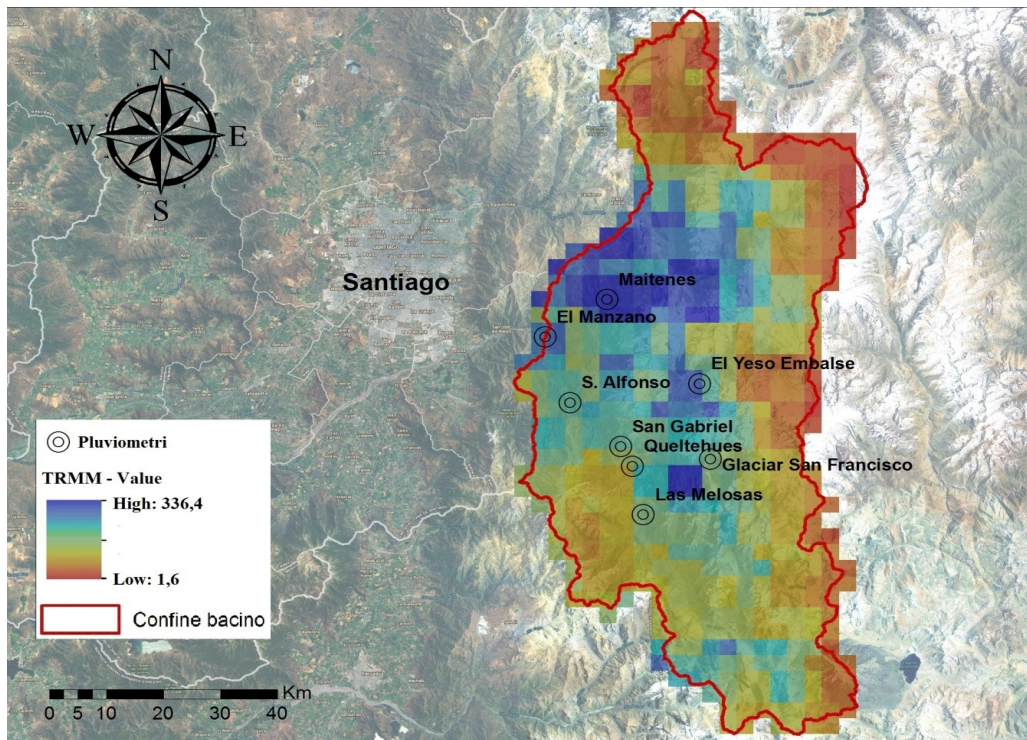


Figura 43: Distribuzione delle precipitazioni secondo i dati TRMM, media mensile di giugno degli anni 1998-2009.

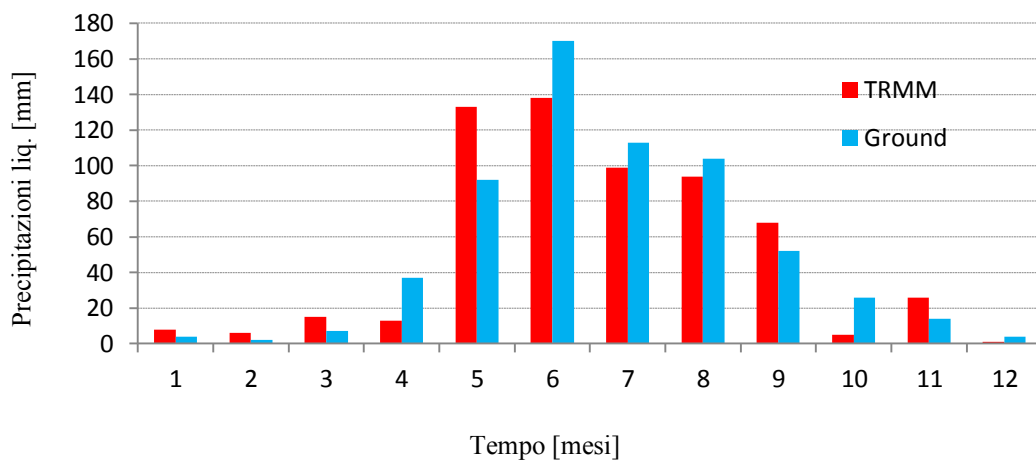


Figura 44: Confronto tra medie mensili di San Gabriel osservate al suolo e ricavate da mappa satellitare TRMM.

Analizzando le medie mensili non esiste un trend univoco di sovrastima o sottostima, con un rapporto medio TRMM/*Ground* pari a 1,26 e deviazione standard 0,8.

Indipendentemente dalle correzioni che si possono applicare ai valori satellitari, le relazioni spaziali dovrebbero però conservarsi immutate: una cella x che riporta una media mensile doppia rispetto ad un'altra cella y si presume che mantenga lo stesso rapporto 2:1. Se i valori assoluti tra satellitare e osservato non coincidono, ci si può però aspettare che le celle della matrice TRMM creata riproducano la distribuzione spaziale delle precipitazioni. Quel che interessa è il relativo, i rapporti tra celle. Per verificare almeno in parte questa ipotesi si sono anche in questo caso confrontati i gradienti di precipitazione TRMM con quelli dei dati al suolo (stessa procedura GIS delle temperature), per valutare se rimane preservato l'andamento altimetrico osservato.

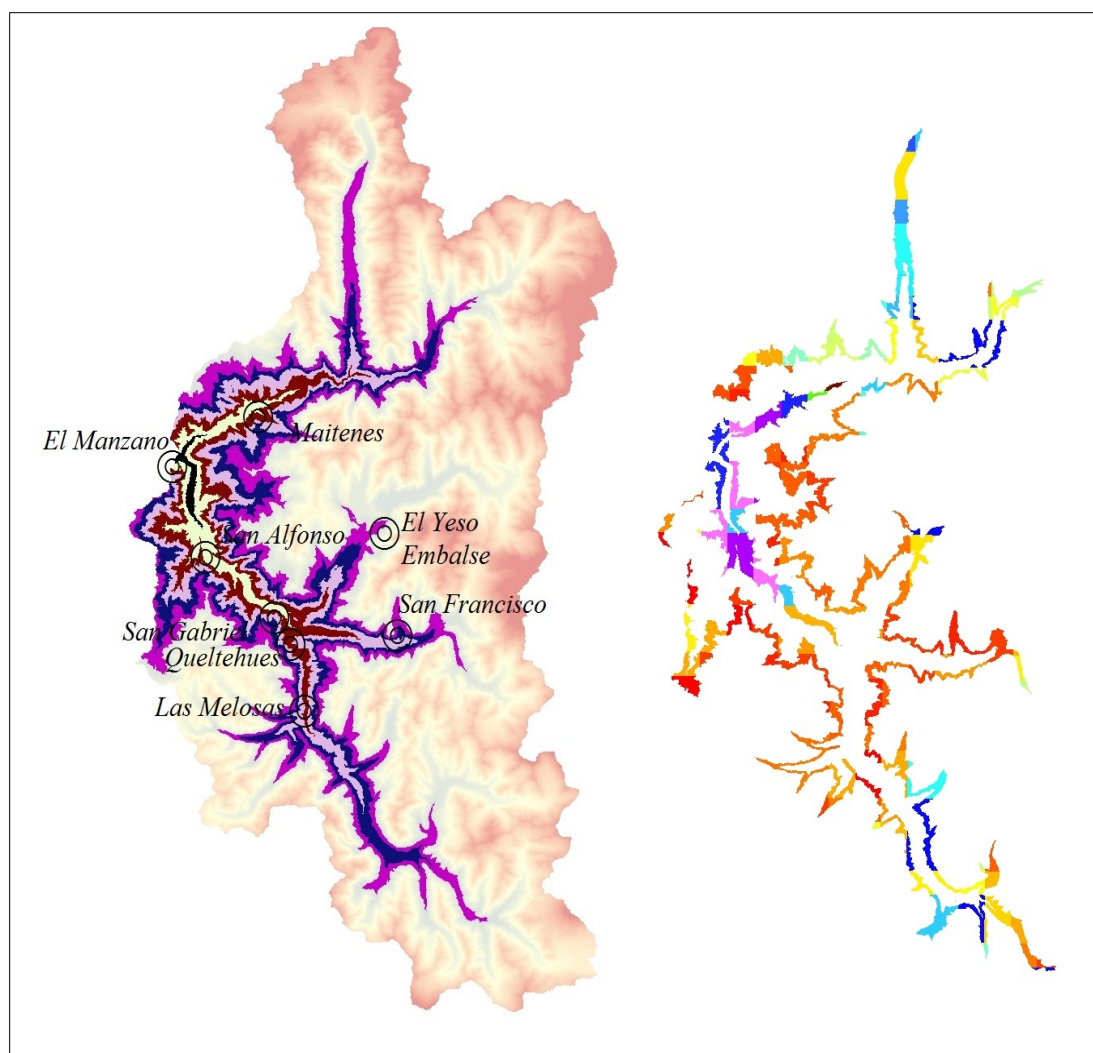


Figura 45: Fasce altitudinali da 300 metri, sino ai 2500 metri di quota (sinistra); esempio di medie mensili di precipitazioni TRMM (gennaio), ritagliate sulle fasce 1000-1300 m.s.l.m. e 2200-2500 m.s.l.m. (destra). Da ogni fascia si deduce il valore di pioggia medio, in modo da ricreare la relazione piogge-altitudine.

Il confronto è stato effettuato per i soli mesi caldi e per le fasce altitudinali più basse, da poco meno di 1000 a 2500 metri di quota (stesse quote coperte dai dati al suolo), con intervalli da 300 metri di altezza, per evitare di falsare i dati TRMM con le nevicate. Se ne è dedotto un gradiente evidente, con una relazione ancora una volta lineare e persino molto simile a quella ricavabile dai dati al suolo. Per esempio confrontando il gradiente di gennaio delle stazioni San Gabriel, Las Melosas e El Yeso Embalse e il gradiente TRMM a fasce altitudinali, si hanno pendenze sorprendentemente coerenti: “errore” del 4% se si assume come affidabile il gradiente dedotto dai pluviometri.

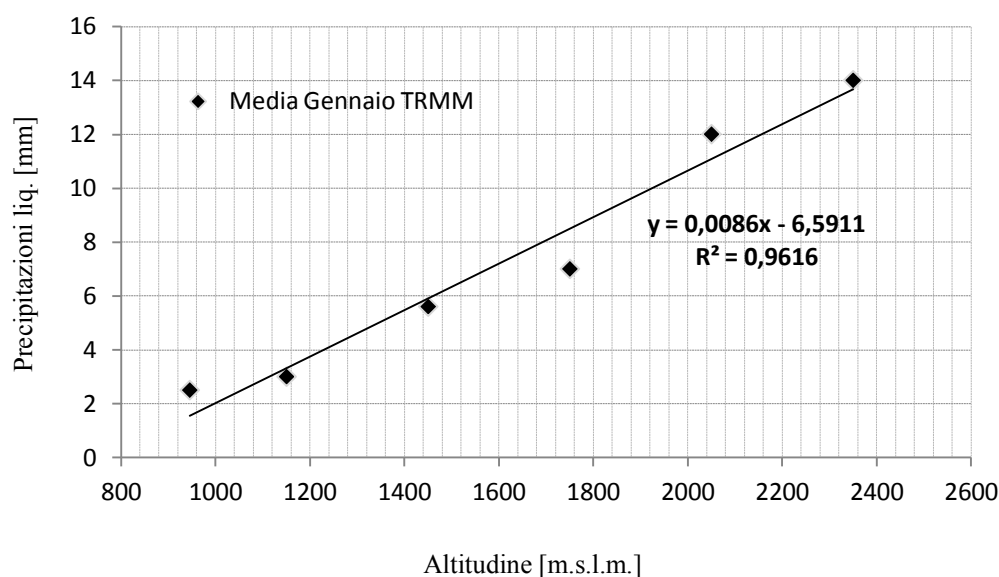


Figura 46: Medie mensili di gennaio estratte dai dati TRMM alle diverse quote.

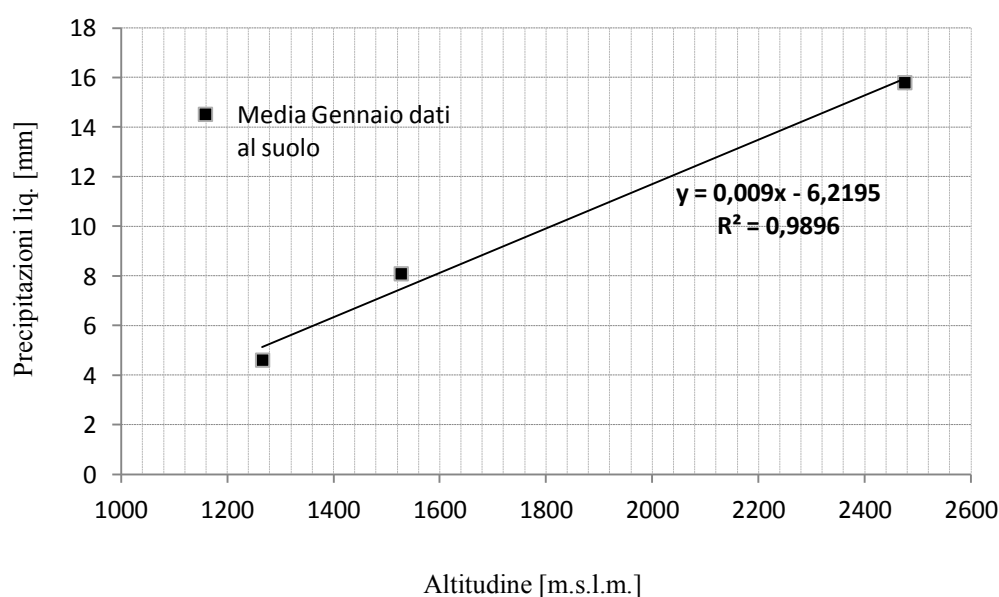


Figura 47: Medie mensili di gennaio delle stazioni San Gabriel, Las Melosas e El Yeso Embalse.

Se invece si valutano tutte le fasce di quota sino agli oltre 6000 metri del bacino (aspetto interessante se non ci fosse il problema neve), la situazione cambia leggermente anche considerando i mesi caldi, visto che ad alta quota le precipitazioni sono sempre in fase solida normalmente. I coefficienti di determinazione si abbassano (comunque $>0,8$) perché alle alte quote i valori di precipitazione si abbassano rispetto alla retta di regressione (frazione liquida minore), mentre nei mesi freddi il gradiente è totalmente rovesciato come prevedibile: man mano che si sale di quota diminuiscono le piogge, per il semplice motivo che una frazione sempre più consistente è nevosa, non considerata dal Radar TRMM, o comunque solo in parte (il che spiega valori non nulli anche a più di 5000 metri di quota).

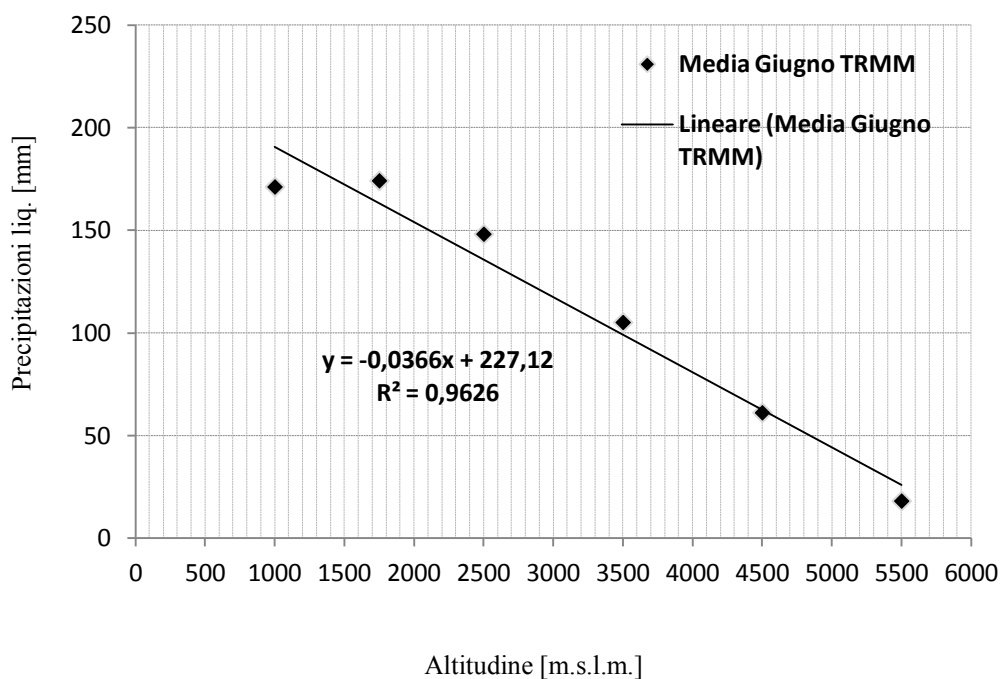


Figura 48: Esempio di gradiente TRMM “rovesciato” su tutte le quote (giugno), a causa delle nevicate non considerate dal Precipitation Radar, o comunque solo in piccola parte.

Queste considerazioni impongono l’uso dei dati TRMM solo per i mesi caldi. Ogni griglia mensile TRMM è già una media effettuata su 12 anni e nel modello si è scelto di implementare una matrice mediata tra i mesi estivi di gennaio, febbraio e dicembre, proprio per esser certi di utilizzare una distribuzione spaziale delle precipitazioni che fosse meno affetta possibile dal problema della neve non considerata. In maniera simile alle griglie di temperatura, anche in questo caso al modello si consente di selezionare il valore TRMM della cella di riferimento corrispondente alla posizione del pluviometro che registra i dati giornalieri. A questo punto però si calcolano i rapporti che intercorrono mutualmente tra tutte le celle della matrice satellitare e il valore previsto nella cella di riferimento, ottenendo così una nuova matrice di pesi che possono poi essere moltiplicati, ad ogni passo della simulazione, per il valore giornaliero di pioggia registrato al suolo nella stazione di riferimento.

In tale modo si riproduce la distribuzione spaziale delle precipitazioni secondo quella estratta dai dati satellitari, arrivando a caratterizzare le quote in cui i pluviometri non arrivano e ponendosi di nuovo come alternativa all'uso esclusivo dei dati osservati a terra, previa conferma della sua capacità di "catturare" gli stessi gradienti altimetrici osservati tramite i dati al suolo.

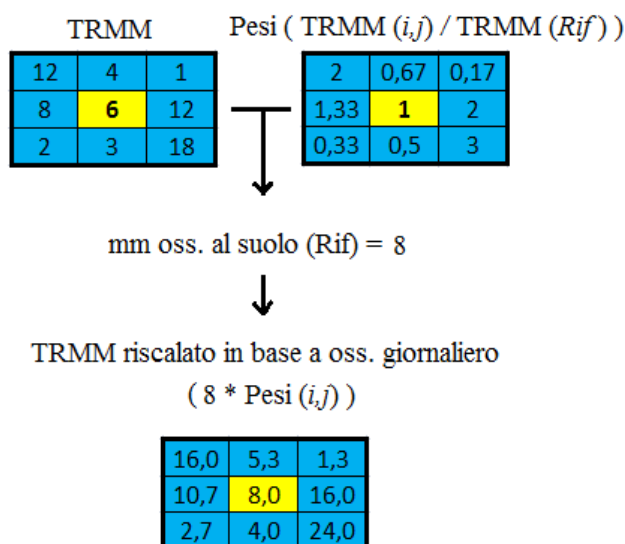


Figura 49: Schematizzazione del calcolo della matrice di pesi (rapporti tra i valori di tutte le celle e il valore della cella di riferimento "Rif" in giallo).

3.2.4 – MODIS Snow Cover e SWE simulato

Come per temperature e precipitazioni, sarebbe interessante effettuare un confronto anche sulla copertura nivale tra dati al suolo e mappe satellitari; queste ultime sono state ricavate dal prodotto MOD10A2 distribuito dalla National Snow and Ice Data Center (NSIDC) del satellite Terra, con risoluzione 500 metri, su periodi sia da 8 giorni che mensili.

Per quanto riguarda i dati al suolo invece, sul bacino di interesse esiste un unico nivometro, di cui sono disponibili le misure di altezza della neve per il solo 2013: pertanto il confronto diventa difficilmente applicabile ma soprattutto poco significativo se si considera che il modello si basa su una simulazione della copertura nivale, a partire da precipitazioni e temperature. Dunque si ritiene possa esser più sensato confrontare i dati MODIS non con quelli osservati al suolo, ma con le coperture simulate dal modello. Come già accennato, il modello assegna i millimetri di precipitazione di input della stazione di riferimento alle celle in cui le temperature sono negative (soglia pioggia/neve 0°C), trasformandoli in millimetri di Snow Water Equivalent e eventualmente tenendo conto della redistribuzione delle precipitazioni o del gradiente, a seconda di come si sta simulando. Lo SWE può

accumularsi giorno per giorno o contribuire alla fusione quando le temperature diventano superiori alla soglia secondo il Degree Day della neve impostato.

Il modello tiene conto anche di due altri fenomeni: il trasporto valanghivo e la formazione di nuovo ghiaccio. Il primo processo fisico è stato implementato grazie ad una matrice di *Flow Direction*, ovvero una matrice che riporta la direzione del flusso, secondo la linea di massima pendenza tra celle adiacenti. In ogni anno di simulazione, in primavera, una quota parte della neve contenuta nelle celle di “monte” viene fatta traslare alle celle di “valle” secondo la *Flow Direction* e laddove le pendenze risultano superiori ad una certa soglia (fissata a 30°). La formazione di nuovo ghiaccio è un fenomeno fondamentale per l’alimentazione dei ghiacciai e deriva da cicli di successive compattazioni degli strati di *firn* (densità neve > 550 kg/m³), con progressiva compressione dei pori e dell’aria presente all’interno, sino al completo metamorfismo dei cristalli di neve e alla loro conversione in ghiaccio; il modello ne tiene conto mediante un fattore che trasforma annualmente una frazione della neve residua in nuovo ghiaccio. In questo caso è stato utilizzato un valore pari a 0,1, il che significa che ogni anno il 10% dello spessore del manto nevoso presente in ciascuna cella viene trasformato in nuovo ghiaccio. Il metodo deriva dalle osservazioni effettuate per diversi ghiacciai del mondo, con tempi di totale conversione del *firn* in ghiaccio che possono andare dai 10 ai 50 anni e anche più (Pidwirny, 2006). Questi valori sono tendenzialmente più bassi nelle zone caratterizzate da forti escursioni termiche (quali anche la regione andina del Rio Maipo), perché i processi di rigelo e compattazione sono più rapidi: assumendo un tempo pari a 10 anni per ottenere il metamorfismo di tutta l’altezza dello strato di neve, se ne ricava il fattore annuale 0,1 prima introdotto.

In conclusione, simulando l’accumularsi di SWE sulla matrice che rappresenta il bacino, è possibile ricavare una mappa dinamica delle altezze della neve (e quindi di copertura), giorno per giorno, confrontabile con quella satellitare dello stesso periodo, in modo tale da valutare le differenze tra quanto calcolato dal modello e quanto invece risulta dalle mappe satellitari; gli esiti del confronto sono riportati nel capitolo successivo, dedicato a tutti i risultati ottenuti dal modello (cfr. paragrafo 4.2.2).

3.2.5 – Mappa dei ghiacciai, spessori e flusso glaciale

La simulazione del bacino, in particolare per calcolare i contributi al deflusso provenienti da ablazione glaciale, necessita di una mappa del ghiaccio. Essa è data da uno shape file del 2012 dell’inventario dei ghiacciai cileni (DGA), con tutti i ghiacciai del bacino e relative informazioni su orientazione, altitudine minima e massima, area, tipo di ghiacciai (“rocoso”, scoperto, coperto di detriti) e soprattutto sullo spessore medio, dato importante per il funzionamento del modello. Grazie a questa mappa, ad ogni cella in cui sia presente del ghiaccio viene fatto corrispondere uno spessore equivalente in millimetri d’acqua, di cui il modello simula le dinamiche nel tempo: si tiene conto della fusione secondo il Degree Day, della formazione di nuovo ghiaccio a partire dalla neve per la procedura prima descritta e infine del flusso glaciale.

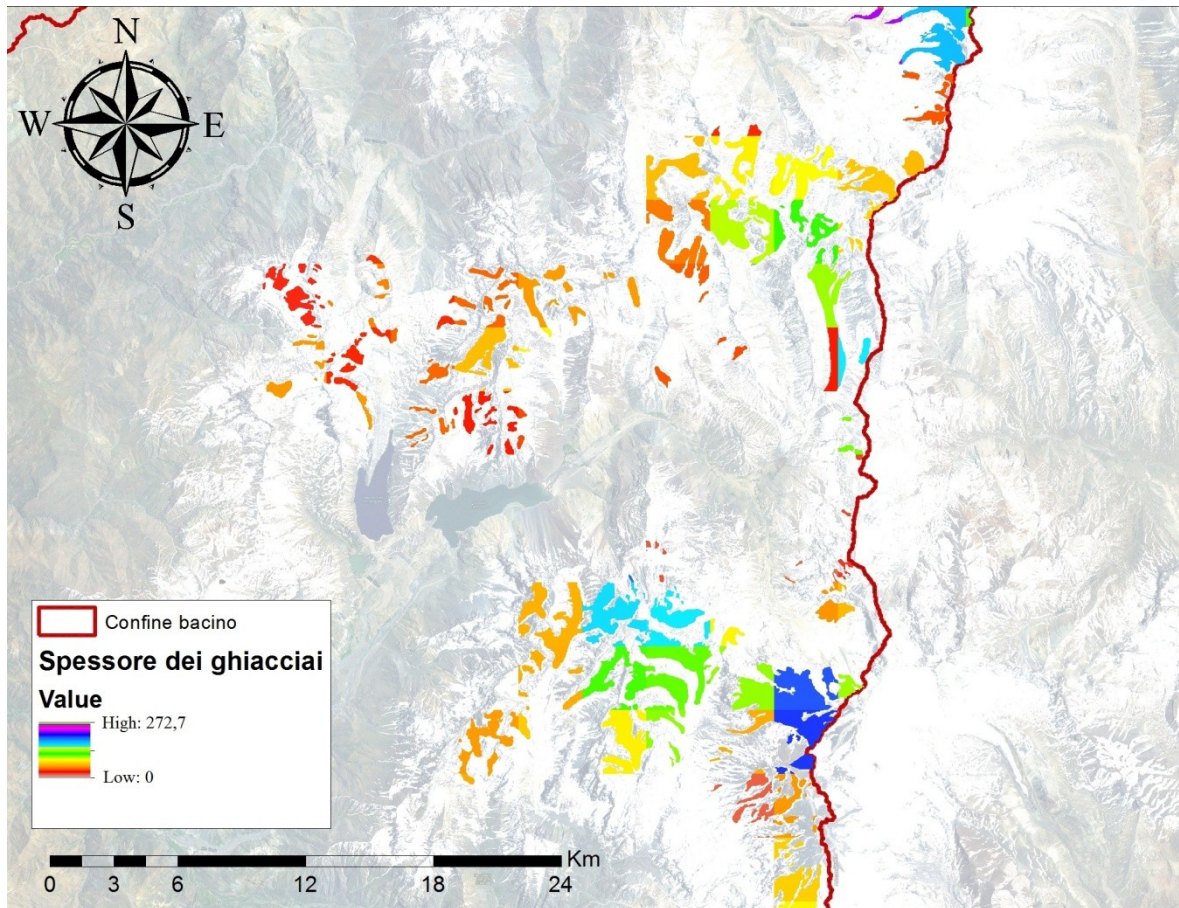


Figura 50: Dettaglio del raster degli spessori medi dei ghiacciai sulla zona del Rio Yeso.

Quest'ultimo fenomeno è dato dal movimento delle masse di ghiaccio lungo il substrato roccioso ed è caratterizzato da dei vettori di velocità che variano a seconda dei punti (velocità massima normalmente nella zona mediana), con l'effetto generale di produrre una redistribuzione degli accumuli dalle alte quote verso quelle inferiori più colpite dagli scioglimenti. Se il modello non tenesse conto del flusso glaciale, si avrebbe una rappresentazione statica dei ghiacciai, con accumuli eccessivi di neve e nuovo ghiaccio alle alte quote (dove le temperature sono sempre negative) e una fronte glaciale a valle regolata dai soli cicli di fusione, senza poter essere alimentata in alcun modo da nuovi apporti positivi. Per questo è necessario mettere in comunicazione la zona di accumulo con quella di ablazione. I fattori in gioco sono numerosi nella realtà fisica e la dinamica sufficientemente complessa da rendere indispensabili delle semplificazioni se si intende modellare il processo; Nye esprime la relazione tra la velocità media V di flusso glaciale e lo spessore di ghiaccio Z tramite una legge di flusso di tipo esponenziale, funzione della pendenza superficiale e di due parametri di flusso c_1 e c_2 :

$$V = c_1 \alpha^n Z^{n+1} + c_2 \alpha^m Z^m$$

La velocità viene cioè divisa in due componenti: il primo termine rappresenta la velocità di

deformazione; il secondo termine indica invece la velocità di sliding, proporzionale allo sforzo alla base tramite una legge di potenza di esponente m . I parametri c_1 e c_2 vanno però calibrati, con una procedura dedicata per ogni ghiacciaio totalmente inapplicabile in questo caso, o comunque impossibile per il numero di ghiacciai del Maipo Alto e la carenza di misure.

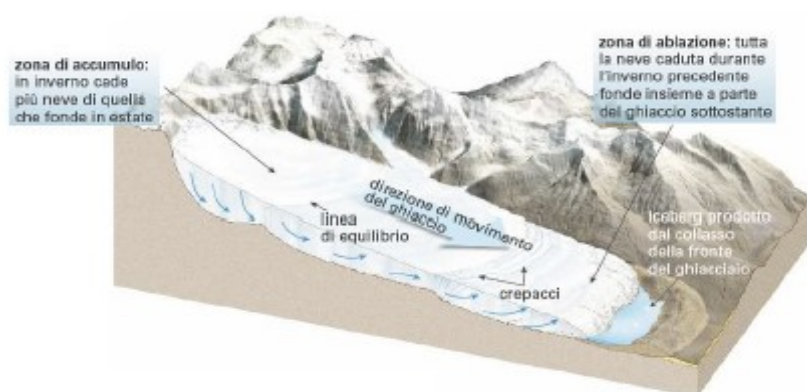


Figura 51: Rappresentazione della zona di accumulo e della zona di ablazione

Le uniche informazioni disponibili sono state ricavate dalla stessa campagna glaciologica che ha effettuato le misure di ablazione già descritte. Sulla zona di interesse di questo caso di studio, sono disponibili delle misurazioni di paline installate sui ghiacciai Piramide, San Francisco e Echaurren. Sui primi due è disponibile sia il profilo georadar di spessore, che anche la velocità del flusso glaciale, intesa proprio come vettore, con direzione e verso. In pratica si rileva la posizione delle paline in diversi istanti temporali con tecniche di posizionamento GNSS, ricavandone i vettori di velocità in centimetri al giorno.

Glaciar	cota (m.s.n.m)	velocidad media diaria (cm/día)
Pirámide	3.490,9	0,62
Pirámide	3.672,4	2,00
Pirámide	3.587,6	6,80
Pirámide	3.685,1	2,70
Pirámide	3.748,4	3,18
S Francisco	3.425,1	3,82
S Francisco	3.406,9	3,84
S Francisco	3.386,3	3,43
S Francisco	3.396,9	3,45
S Francisco	3.019,3	5,68
S Francisco	2.890,2	5,23

Tabella 6: valori di velocità di spostamento del ghiaccio –
Fonte: “Informe de glaciología” (EvK2CNR, DGA 2012).

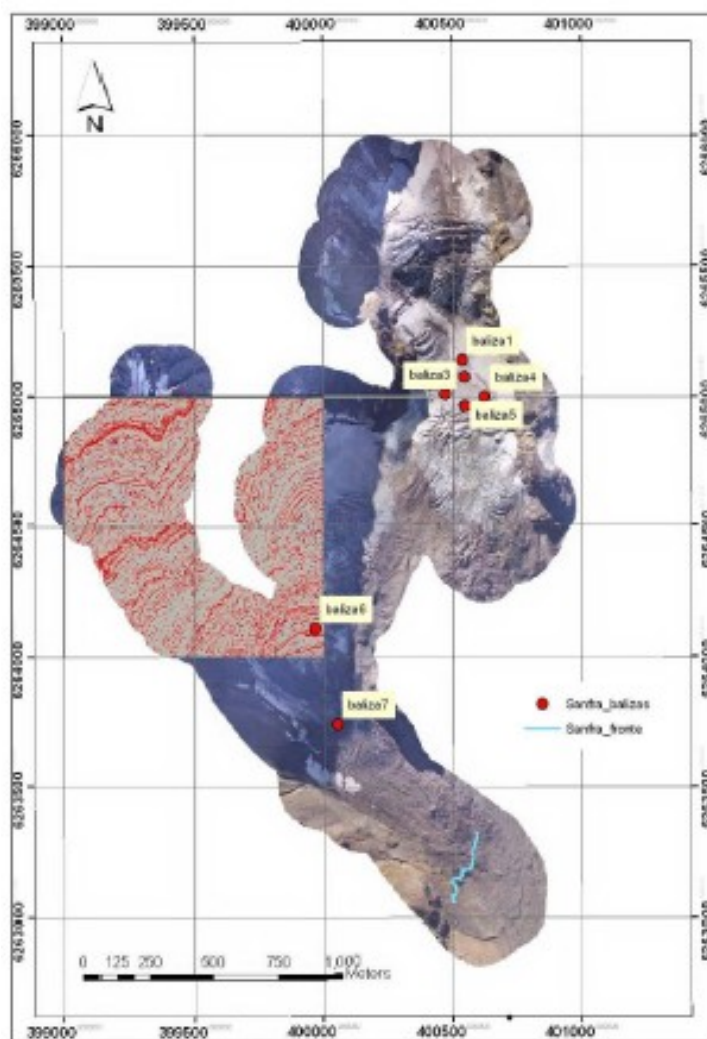


Figura 52: Ubicazione paline Ghiacciaio San Francisco –
 Fonte: “Informe de glaciologia” (EvK2CNR, DGA 2012).

Tendenzialmente ghiacciai con sezione regolare aumentano spessori e pendenze al crescere della quota, determinando un parallelo aumento nelle velocità di sliding di ghiaccio. E' per questo che nella tabella sovrastante è presente il riferimento di quota delle paline, perché si è cercato di indagare una relazione tra i due dati. A partire da queste informazioni si sono associati alcuni valori di flusso del ghiaccio della tabella a dei valori medi di spessore corrispondenti alla quota della palina considerata.

Dalla relazione velocità-altitudine si è passati quindi a quella velocità-spessore, stabilendo un legame lineare; in seguito la procedura è stata orientata alla necessità di implementare le velocità di flusso nel modello glacio-idrologico di questo studio, con un funzionamento simile a quello del trasporto valanghivo: una frazione dello spessore di ghiaccio di una cella più a monte trasla verso una cella ricevente, sempre secondo la Flow Direction. E' dunque necessario stabilire un legame tra velocità di flusso e frazioni di spessore coinvolte nel movimento simulato dal modello, in funzione di pendenza e spessore, per ogni cella. Dopo aver convertito i centimetri al giorno di velocità di flusso in metri annui, è stato

calcolato quanto impiegherebbe un punto di un ghiacciaio a percorrere i 3000 metri che separano ogni cella da quella “successiva” (considerando i centri delle celle), al fine di conoscere il tempo necessario ad avere la completa traslazione dello spessore di ciascuna cella verso quella adiacente di valle, immaginando che tutta la sezione del ghiacciaio scorra uniformemente. Da questi tempi totali si sono calcolati i fattori annui: se per esempio la velocità del ghiaccio relativa ad una determinata cella è pari a 30 metri annui, significa che sono necessari 100 anni affinché lo spessore di monte trasli totalmente di 3000 metri, con uno spostamento annuo dell’1%, fattore 0,01 (1 anno/100 anni). Elaborando le varie velocità, in questo modo, si è creato un campo di valori appositamente calcolati per determinare, in funzione dello spessore stesso, la frazione di ghiaccio che annualmente scorre verso le celle riceventi di valle, laddove si abbia pendenza sufficiente.

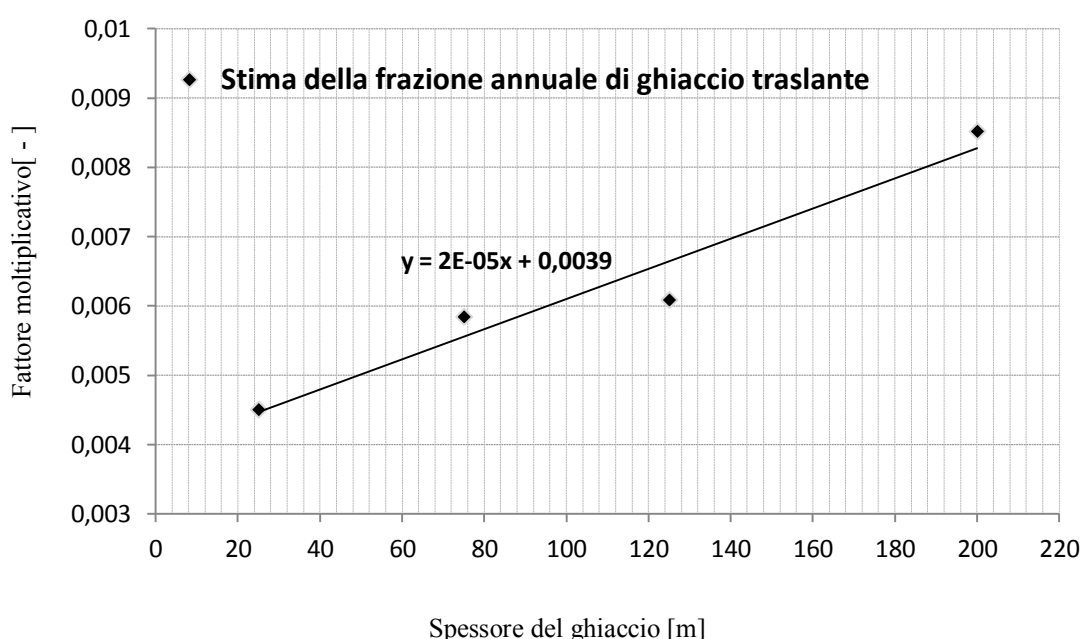


Figura 53: Regressione lineare dei valori corrispondenti alle frazioni coinvolte nella traslazione simulata dal modello per il flusso glaciale, in funzione dello spessore del ghiaccio.

Ricapitolando il modello è stato implementato in modo da tentare di descrivere l’evoluzione degli spessori anche in funzione del flusso glaciale, tramite un campo di fattori moltiplicativi che ogni anno permettono di calcolare le frazioni di ghiaccio coinvolte nel movimento da una cella di monte verso quella di valle.

Naturalmente si tratta di una procedura con delle approssimazioni e delle ipotesi dettate dalla mancanza di dati sufficienti, ma che comunque dovrebbe consentire di migliorare la descrizione delle dinamiche reali e di ottenere in uscita al modello non solo gli idrogrammi di portata, ma anche dei risultati sull’evoluzione dei ghiacciai, interessanti soprattutto sul lungo periodo degli scenari (cfr. paragrafo 5.6).

4 - Risultati

Nel presente capitolo si descrivono gli esiti del modello implementato. Innanzitutto si illustra la procedura di calibrazione (periodo 1994-2003), soprattutto dal punto di vista dei metodi utilizzati e dei criteri di valutazione delle prestazioni ottenute. Segue l'analisi dei risultati della validazione del modello (periodo 2008-2011), accompagnata da una verifica di affidabilità della simulazione della copertura nivale, tramite confronto con le mappe satellitari MODIS del 2012.

Un'ulteriore possibilità indagata in questo studio è quella di effettuare una validazione anche sugli idrometri dei sottobacini, per verificare che le prestazioni siano ugualmente soddisfacenti a scala più piccola rispetto al bacino intero.

4.1 - Calibrazione

Una volta implementato il modello, i parametri sono stati tarati affinché l'idrogramma simulato fosse il più coerente possibile con quello osservato sulla sezione di chiusura, ovvero l'idrometro di El Manzano: esso possiede un periodo di registrazione relativamente lungo e di qualità con misurazioni quotidiane dal 1994 al 2011 senza interruzioni di servizio. La prestazione del modello e la sua capacità di riprodurre le portate osservate deve però essere valutata prescindendo il più possibile da criteri soggettivi o ambigui.

La procedura di valutazione qui utilizzata è supportata da una combinazione di interpretazione grafica e calcolo di indicatori statistici quali il classico RMSE (scarto quadratico medio) e la Nash-Sutcliffe Efficiency (NSE) (Ritter e Carpena, 2012). Come prima analisi vengono confrontati gli idrogrammi e graficati i valori simulati a fronte di quelli osservati per valutare visivamente quanto i valori si discostano dalla linea di identità 1:1 (valori osservati e simulati coincidenti): più la nuvola di punti si concentra intorno alla linea, migliore è la capacità del modello di riprodurre l'osservato. In questo modo è possibile inoltre individuare gli eventuali *outliers*.

Parallelamente si calcolano i valori di RMSE e NSE:

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (O_i - P_i)^2}{N}}$$

$$NSE = 1 - \frac{\sum_{i=1}^N (O_i - P_i)^2}{\sum_{i=1}^N (O_i - \bar{O})^2} = 1 - \left(\frac{RMSE}{SD}\right)^2$$

con O_i e P_i a indicare i valori osservati e simulati rispettivamente, \bar{O} la media delle osservate e SD la loro deviazione standard. L'NSE può variare da $-\infty$ a $+1$; un valore

negativo significa che la performance del modello è così bassa da renderlo peggiore di una descrizione mediante semplice media costante. La soggettività però non scompare perché non esistono intervalli NSE universalmente riconosciuti per stabilire se sono alti o bassi.

L'approccio adottato da Ritter e Carpena propone di confrontare l'errore medio commesso dal modello con la variabilità delle osservazioni: si conta il numero di volte (n_t) in cui l'errore medio è inferiore a SD.

In particolare n_t si ricava dall'espressione

$$n_t = \frac{SD}{RMSE} - 1$$

che combinata con quella dell'NSE permette di associare l'indice alla variabile n_t creata:

$$NSE = 1 - \left(\frac{1}{n_t + 1} \right)^2$$

Infine il metodo prevede un totale di 4 classi in funzione del valore di n_t , con intervalli pur sempre soggettivi ma che fissano il livello di soddisfazione dell'efficienza del modello: "ottimo", "buono", "accettabile" e "insoddisfacente". In tabella sono definite le classi, con i corrispondenti valori di NSE:

Performance rating	Model efficiency interpretation	n_t	NSE
Very good	SD \geq 3.2 RMSE	≥ 2.2	≥ 0.90
Good	SD = 2.2 RMSE–3.2 RMSE	1.2–2.2	0.80–0.90
Acceptable	SD = 1.2 RMSE–2.2 RMSE	0.7–1.2	0.65–0.80
Unsatisfactory	SD < 1.7 RMSE	<0.7	<0.65

A RMSE e NSE può anche essere associata una distribuzione di probabilità tramite campionamento casuale (metodo Bootstrap, Efron 1979) dei valori osservati e calcolati, su cui in seguito si calcolano gli indici di prestazione, per ogni pseudo-campione osservato e simulato: da essi si può ricostruire la distribuzione di probabilità.

La calibrazione si è svolta manualmente: lanciando una serie di simulazioni con diverse combinazioni dei parametri si sono valutati di volta in volta gli idrogrammi e gli indici di prestazione prima descritti, finché ulteriori piccole variazioni dei valori non hanno più prodotto effetti significativi (convergenza ai valori "ottimi" ottenuta manualmente). Nel calibrare si è inoltre prestata attenzione ad eguagliare o quasi i volumi cumulati totali misurati e simulati delle portate.

Come input è possibile utilizzare una stazione di riferimento per la temperatura e una anche diversa per le precipitazioni, riportando le rispettive quote e gli identificativi di posizione a seconda che si stia simulando con i gradienti o con le maschere TRMM e

MODIS. Sui primi anni di simulazione risultano piuttosto influenti le inizializzazioni del parametro S_0 (contenuto d'acqua nel suolo iniziale) e della neve accumulata al suolo: se si pongono nulli sia S_0 che lo SWE iniziale presente sul bacino, il modello necessita di un periodo di *warm up* in cui gradualmente il suolo assorbe l'acqua proveniente dalle piogge o dalla fusione e la neve comincia man mano ad accumularsi. Questo determina portate simulate praticamente nulle ai primi passi di simulazione, con un divario da quelle misurate che può però esser colmato imponendo inizializzazioni diverse: per esempio con la stessa neve e contenuto d'acqua di un'annata "media", ricavati da una simulazione precedente.

Poiché il modello è strutturato in diversi blocchi, con il codice relativo alla fusione nivale, quello dell'ablazione glaciale, dell'evapotraspirazione e di tutti gli altri fenomeni descritti nel capitolo 2, come uscita alle simulazioni si possono distinguere i diversi contributi al deflusso totale della sezione di chiusura, in modo da verificare in che periodo e in quale misura incidono per esempio la neve, il ghiaccio e le piogge. Il calcolo dei contributi è importante per valutare se il modello è in grado non solo di riprodurre l'idrogramma osservato in assoluto, ma anche le sue "fonti", la dinamica nivale del bacino del Rio Maipo Alto. Come si vede in tabella 7 e come già anticipato, tra i parametri di calibrazione sono compresi anche i due Degree Day, perché i dati neve e ghiaccio sono risultati insufficienti e troppo poco rappresentativi di tutto il bacino da poter prefissare dei valori.

Portate simulate troppo basse nei periodi tardo estivi (in cui si presuppone che prevalga lo scioglimento glaciale rispetto a quello nivale) hanno indotto nel corso delle simulazioni di calibrazione ad alzare DD_i e viceversa, mentre la definizione del valore per la neve si è basata perlopiù sul confronto delle portate nei periodi primaverili.

NOME	PARAMETRO	Range
K [mm/giorno]	Conducibilità	1 -- 6
K_g [-]	Esponente percolazione	1 -- 6
T_s [ore]	Tempo di ritardo superiore	-
T_i [ore]	Tempo di ritardo inferiore	> T_s
N_s [-]	n° serbatoi superiore	1 -- 5
N_i [-]	n° serbatoi inferiore	1 -- 5
DD_i [mm/°C·giorno ⁻¹]	Degree Day ghiaccio	1 -- 14
DD_s [mm/°C·giorno ⁻¹]	Degree Day neve	< 20

Tabella 7: Elenco dei parametri soggetti a calibrazione.

Nel procedere alla calibrazione si sono combinati diversi approcci, resi possibili dall'elaborazione dei dati al suolo e da remoto già descritti nel capitolo precedente; si è dunque simulato in tre modi differenti:

- con i gradienti sia di temperatura che di precipitazione, sfruttando le rette di regressione calcolate e redistribuendo così i dati giornalieri per le diverse altitudini. Questo approccio deriva dall'osservazione di un andamento altimetrico piuttosto marcato, anche per le piogge, su cui però si è imposto un "tetto" massimo di altitudine (2500 m) oltre il quale vengono imposte costanti. Infatti, se è vero che è stato osservato un incremento circa lineare di pioggia al di sotto dei 2500 metri, estendere la stessa relazione alle quote più alte, fino a più di 6500 metri, significherebbe avere precipitazioni probabilmente eccessive e con un forte grado di incertezza se si considera la notevole variabilità delle piogge. Si usano dunque solo dati osservati al suolo, con relazioni altimetriche create "sul campo" la cui affidabilità dipende dalla quantità di dati disponibili e da quanto essi sono rappresentativi dell'area. In generale si può sostenere che sul Maipo Alto i dati siano stati sufficienti, ma solo fino a quote medio-basse;
- con gradiente di temperatura e distribuzione spaziale TRMM; invece di utilizzare il gradiente altimetrico delle precipitazioni, l'input di pioggia della stazione di riferimento viene giorno per giorno moltiplicato per la matrice di pesi, ricavata grazie alle piogge medie dei mesi caldi rilevati da satellite. La distribuzione spaziale così riprodotta contiene anche la relazione altitudinale, come è stato dimostrato elaborando i dati per fasce TRMM. A seconda della stazione di riferimento, l'indice di posizione estrae dalla matrice TRMM il valore da cui calcolare tutti i pesi per tutte le celle del bacino. La validazione di questi dati da remoto sulle stazioni è stata reputata come sufficientemente buona da poter essere effettivamente utilizzati dal modello;
- con distribuzione spaziale da remoto non solo dei dati TRMM ma anche MODIS per le temperature, sostituendo ogni gradiente osservato precedente. Si sottolinea che i dati osservati al suolo vengono ancora utilizzati perché sono i valori registrati nelle stazioni di riferimento (sia di temperatura che pioggia) a fornire l'input per la redistribuzione spaziale, tramite una traslazione rigida che corregge i valori forniti dalle matrici satellitari, ad ogni passo della simulazione. Questo metodo completa le possibili combinazioni di utilizzo del modello, avendo scartato la soluzione di assumere costanti le precipitazioni su tutto il bacino. Anche in questo caso, dal dato satellitare di temperatura è stato rilevato un gradiente altimetrico molto netto, condizione ritenuta importante per l'utilizzo nel modello delle correzioni MODIS, soprattutto per un bacino di grande escursione altimetrica e alimentato perlopiù da fusione.

Nel corso della calibrazione si è notato come la scelta della stazione di riferimento per le temperature fosse piuttosto determinante negli esiti delle simulazioni: utilizzando per esempio i dati giornalieri di Cerro Calan (poco esterna al bacino, a quota quasi identica della sezione di chiusura), che offrono il vantaggio di essere completi su un lungo periodo, l'idrogramma in uscita al modello non riproduce in modo soddisfacente quello dell'idrometro El Manzano. Si nota un generale sfasamento nei picchi di portata, con una stagione di fusione leggermente ritardata e altre incongruenze temporali. Cambiando invece la stazione di riferimento, scegliendo per esempio quella di El Yeso Embalse (2475 m), la situazione appare notevolmente migliorata. Probabilmente la quota maggiore di El Yeso fa sì che il clima sia più simile a quello caratteristico dell'alta montagna, con un andamento di temperature diverso rispetto alle valli più basse e dunque più rappresentativo del bacino nel complesso. Dunque El Yeso, o altre stazioni con quote relativamente elevate, si presta meglio a simulare l'evoluzione stagionale delle temperature, le quali a loro volta sono determinanti per la dinamica di scioglimento neve e ghiaccio.

Per questo il modello è stato calibrato, per ognuno dei tre metodi precedenti, con le temperature giornaliere di El Yeso Embalse e le precipitazioni di Las Melosas (dati completi e di lungo periodo), sul periodo 1994 – 2003.

1994-2003	VALORI CALIBRATI		
Parametro	Grad. Prec. + Grad Temp.	TRMM	TRMM + MODIS
K	4	3	4
K_g	2	2	2
T_s	72	72	72
T_i	480	480	480
N_s	3	4	4
N_i	4	5	5
DD_i	6,1	6	7,2
DD_s	5	5,5	5,6

Tabella 8: Valori dei parametri calibrati, a seconda del metodo di simulazione.

Tutti i valori rispettano gli intervalli di ammissibilità e i Degree Day non si discostano molto da quelli ottenuti per misurazione. Si nota anche come i parametri calibrati abbiano valori diversi a seconda di come è stato utilizzato il modello.

Le migliori prestazioni del modello, valutate per confronto degli idrogrammi e secondo la procedura Ritter e Carpena e applicazione "Fiteval" per Matlab, sono state ottenute usando

sia la distribuzione TRMM che quella MODIS: indice NSE pari a 0,81, scarto quadratico medio RMSE uguale a 36,1, distribuzione di probabilità con valutazione “buona” al 65,8%, accettabile al rimanente 34,2% (nessun outlier).

Il buon esito del modello è visibile comunque già dal solo idrogramma, che ben riproduce quello osservato, sia nelle piene nivali che nei periodi di magra invernale. Più difficile risulta prevedere i rari picchi pluviali, perché a seconda della distribuzione di temperature le piogge possono essere trasformate dal modello in neve, che a quel punto non contribuisce alla piena nell'immediato.

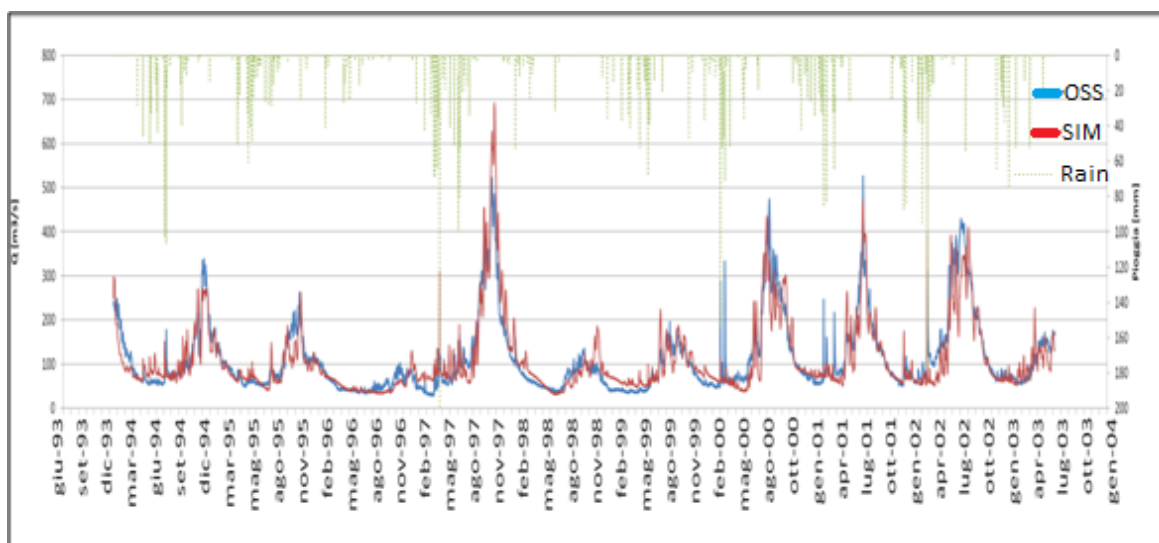


Figura 54: Idrogrammi osservati e simulati nel periodo 1994-2003, metodo TRMM + MODIS.

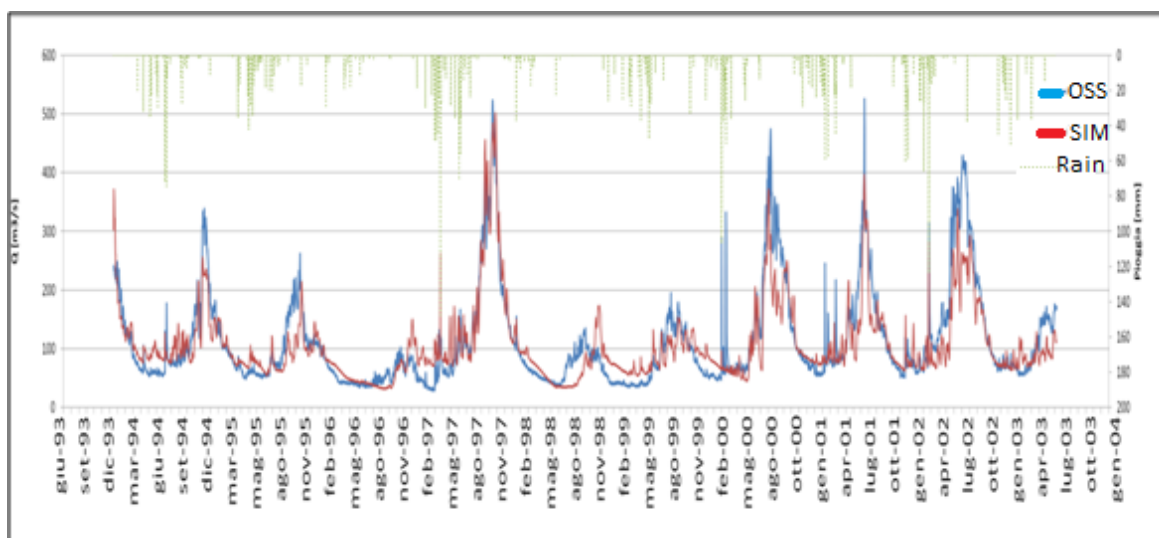


Figura 55: Idrogrammi osservati e simulati nel periodo 1994-2003, metodo TRMM + gradiente osservato delle temperature.

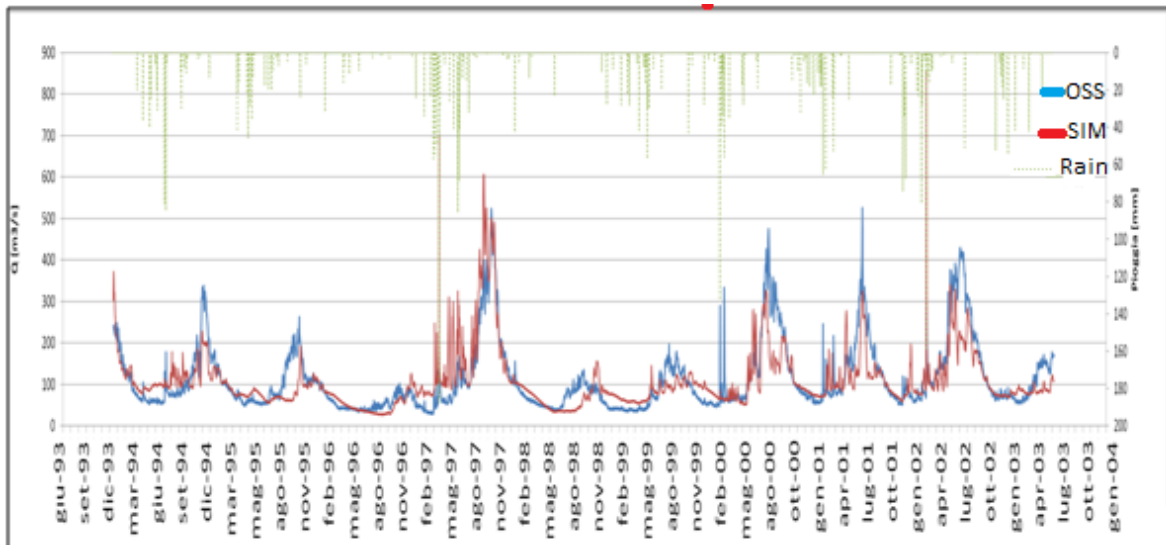


Figura 56: Idrogrammi osservati e simulati nel periodo 1994-2003, metodo gradiente di temperature + gradiente di pioggia.

Confrontando i tre idrogrammi secondo i diversi metodi utilizzati (in blu le osservate, in rosso le simulate), si evince come già passando dal primo al secondo grafico vi sia un lieve peggioramento dell'adattamento del simulato all'osservato, con sfasamenti ed errori forse imputabili all'incapacità di un modello di temperatura basato solo sul gradiente altimetrico di cogliere la distribuzione propriamente spaziale. Utilizzando infine entrambi i gradienti, sia per le piogge che per le temperature, le prestazioni peggiorano ulteriormente, con incongruenze visibili distintamente sugli idrogrammi.

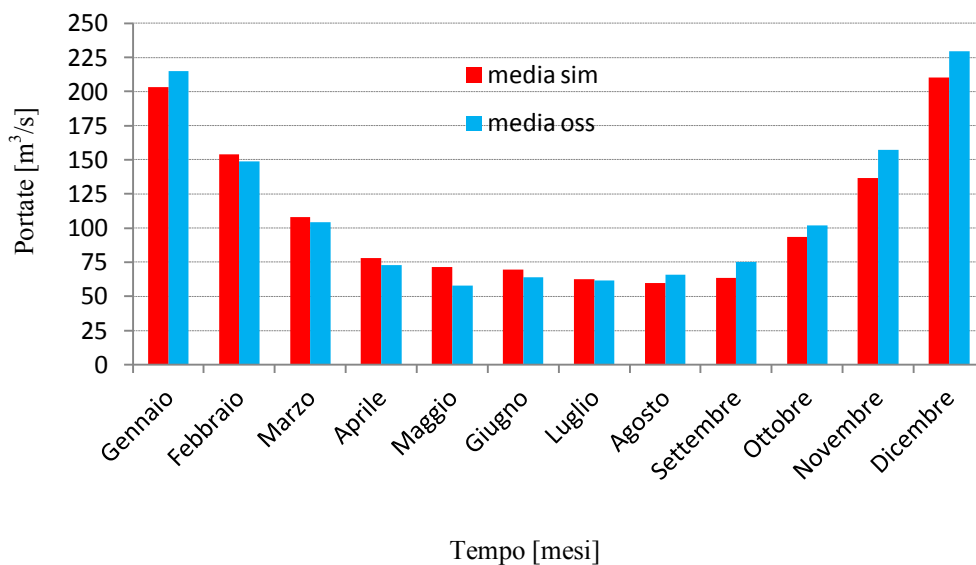


Figura 57: Medie mensili delle portate osservate e simulate, secondo approccio TRMM + MODIS in fase di calibrazione.

Le medie mensili estratte dalla simulazione con combinazione TRMM + MODIS mostrano come il modello sottostimi lievemente le portate nei periodi di piena estiva (dicembre e gennaio, errore medio 7%), preservando comunque il tipico carattere stagionale.

Ricalcolando le medie mensili separatamente per fusione neve, fusione ghiaccio e deflusso pluviale e di base, e rapportandole alla somma totale, si ottiene il quadro dei contributi percentuali nel corso dell'anno (tutte le portate sono espresse in m³/s):

		Estate			Inverno						Estate		
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
NEVE [m³/s]		158,4	95,1	42,4	34,5	33,7	31,4	30,1	40,9	60,3	121,7	150,3	197,5
GHIACCIO [m³/s]		38,2	46,7	38,8	18,6	7,2	1,0	0,5	0,7	1,4	5,4	11,8	25,9
PIOGGIA E DEFUSSO DI BASE [m³/s]		8,0	5,4	6,9	21,5	13,3	15,8	7,1	7,1	9,3	2,6	2,2	4,4
PORTATA TOT.		204,6	147,2	88,1	74,6	54,2	48,2	37,6	48,8	71,0	129,7	164,2	227,7
CONTRIBUTI [%]	NEVE	77,4	64,6	48,1	46,3	62,2	65,2	79,9	83,9	85,0	93,8	91,5	86,7
	GHIACCIO	18,7	31,7	44,1	24,9	13,2	2,0	1,2	1,5	2,0	4,2	7,2	11,4
	PIOGGIA E DEFUSSO DI BASE	3,9	3,6	7,8	28,8	24,5	32,8	18,8	14,6	13,1	2,0	1,3	1,9

Tabella 9: Calcolo dei contributi alla portata: neve, ghiaccio, pioggia e deflusso di base.

I tre contributi sono noti durante le simulazioni come mm/giorno medi di tutta la griglia di simulazione (medie pesate in base a n° di celle contribuenti) di tutto il bacino, per cui convertendo in m³/s e sommando le medie mensili si ottengono i totali medi sempre mensili (non sono le portate simulate medie mensili, ma solo una somma dei tre contributi medi), utili al calcolo del rapporto percentuale.

Ne risulta il marcato andamento nivale, soprattutto ad ottobre e novembre, ovvero i primi mesi di primavera; il ghiaccio invece ha i suoi maggiori contributi a febbraio e soprattutto marzo, alla fine dell'estate, quando la maggior parte della neve si è già sciolta.

L'influenza della pioggia prevale infine nel mese di giugno, in cui a basse quote abbondanti piogge possono in qualche caso portare a delle piene pluviali.

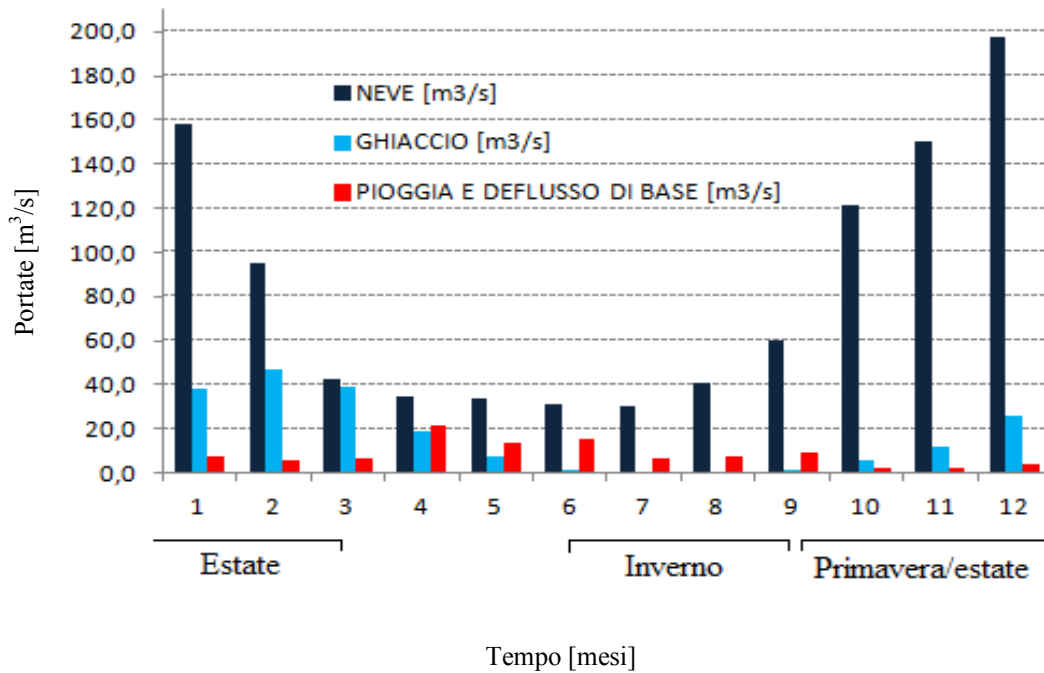


Figura 58: Istogramma dei contributi medi mensili, portate.

Sono di seguito riassunte le migliori prestazioni del modello calibrato, quelle delle altre combinazioni sono riportate in tabella 10.

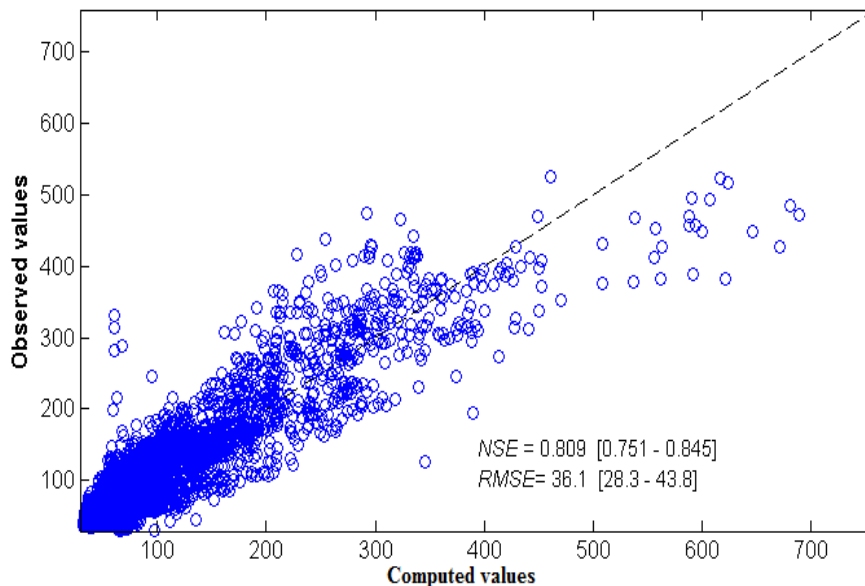
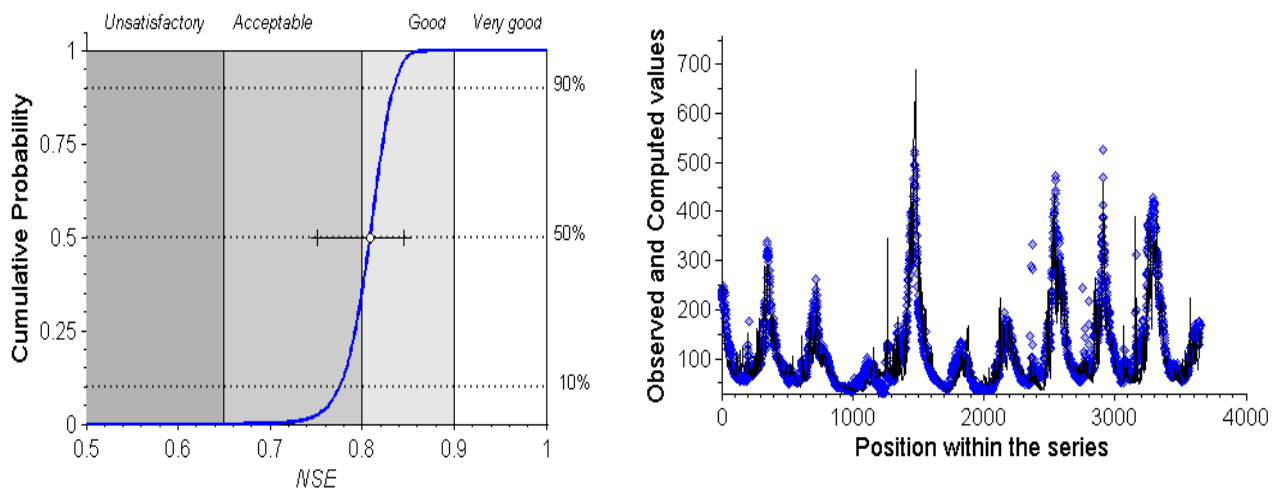


Figura 59: Nuvola di punti osservati e simulati intorno alla linea di identità 1:1 (linea tratteggiata diagonale).



Evaluation of NSE: **From ACCEPTABLE to GOOD**

Probability of fit being:

- Very good (NSE = 0.900 - 1.000): 0%
- Good (NSE = 0.800 - 0.899): 65.8%
- Acceptable (NSE = 0.650 - 0.799): 34.2%
- **Unsatisfactory (NSE < 0.650): 0%**

Presence of outliers (Q-test): NO

Model bias: NO

Figura 60: Distribuzione di probabilità e valutazione delle prestazioni del modello in calibrazione.

Come visibile dalle nuvole di punti osservati/simulati della figura 59, essa è in generale ben raccolta intorno alla linea di identità 1:1; in corrispondenza però di portate osservate di piena comprese circa tra i 400 e i 500 m³/s, il modello commette alcuni errori sia di sottostima che di sovrastima, con errori medi rispettivamente del 25,7% e 25,4%, dunque circa bilanciati. Si tratta in ogni caso di episodi di piena nivale, a dicembre o gennaio. Da segnalare anche qualche episodio di piena pluviale (giugno, luglio e agosto) che il modello dimostra di non essere in grado di riprodurre, come si evince anche dai punti che si discostano dalla linea di identità nella parte sinistra del grafico.

Questo non significa che i picchi di portata invernali non vengano mai descritti, ma che semplicemente alcuni di essi sfuggono alla modellazione, probabilmente a causa di imprecisioni sul campo di temperature e precipitazioni o sul livello di permeabilità. Per quanto riguarda gli errori sulle portate di piena estiva si suppone invece che vi siano delle imprecisioni sul modello di fusione, o sulla distribuzione degli accumuli di neve o delle temperature, senza contare le assunzioni già anticipate sull'imposizione di fattori di fusione Degree Day costanti nel tempo e nello spazio.

La frequenza di questi errori è comunque molto limitata: se si considerano gli errori più netti (portate simulate > 600 m³/s a fronte di misurate < 500 m³/s e piene pluviali > 200 m³/s contro simulate < 100 m³/s), essi si verificano solo per lo 0,3% del totale dei giorni.

PRESTAZIONI CALIBRAZIONE	NSE	RMSE	Probability of fit being [%]			
			Very Good	Good	Acceptable	Unsatisfactory
Grad. Prec. + Grad. Temp	0,618	52,5	0	0	28,6	71,4
TRMM	0,77	39,2	0	26,4	73,2	0,4
TRMM + MODIS	0,809	36,1	0	65,8	34,2	0

Tabella 10: Sintesi dei risultati della calibrazione, secondo i diversi metodi utilizzati e gli indici di prestazione considerati.

Per completezza si è tentata anche una calibrazione con precipitazioni uniformi sul territorio e uguali al dato di input, ma l’NSE non supera lo 0,37, simulazione “insoddisfacente” al 98% e idrogramma incoerente.

4.1.2 - Correzione delle temperature

Un altro problema a cui si è già accennato, è che il modello di fusione, per come è strutturato, non è in grado di considerare i contributi alla fusione nei periodi in cui le temperature medie sono al di sotto della soglia di fusione, ma quelle massime risultano al di sopra. Nella realtà questo avviene tipicamente nei periodi primaverili con fusione diurna e rigelo notturno, il che si traduce in temperature medie magari inferiori alla soglia di fusione imposta nel modello e dunque non si simula nessuno scioglimento né di neve né di ghiaccio.

Per tentare di tenere in considerazione anche questo aspetto all’interno del modello, si sono innanzitutto individuati tutti i giorni sul periodo di calibrazione in cui la temperatura media di El Yeso Embalse risulta inferiore alla soglia, mentre quella massima la supera. La situazione si verifica per 23 giorni, pari a circa 1 giorno su 260 rispetto al totale dell’orizzonte simulato, ma a quote maggiori la ricorrenza di questi episodi aumenta.

Per questo si è tentato di introdurre una “correzione” delle temperature, solo in corrispondenza dei giorni in cui le medie non producono fusione, ma le massime sono superiori alla soglia, a seconda delle quote; ovvero in ogni cella della matrice, se si viene a creare l’incongruenza appena descritta, la temperatura calcolata tramite gradiente o distribuzione MODIS viene corretta secondo un’espressione che riprende l’approccio di Wulf et al. (2011):

$$T_c = T_{max} * 0.5 * \left(\frac{T_{max}}{T_{max} - T_{min}} \right)^{0.2}$$

con T_c a indicare la temperatura “corretta”.

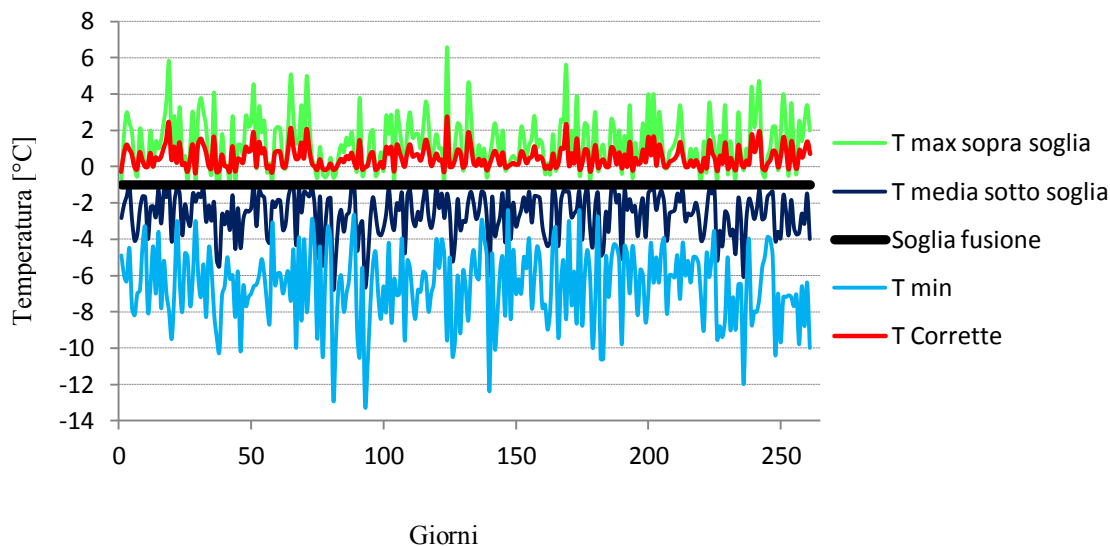


Figura 61: Giorni in cui a El Yeso Embalse la Tmax è superiore alla soglia, ma Tmedia è inferiore; le T corrette si riposizionano al di sopra della retta.

In questo modo le temperature corrette si spostano al di sopra della linea di soglia -1°C , in funzione dell'escursione tra temperature massime e minime.

Simulando ancora sul periodo di calibrazione, ma con queste correzioni di temperatura, il modello in realtà non dimostra di migliorare le proprie prestazioni, probabilmente perché il problema della fusione diurna non influisce particolarmente sugli esiti, o comunque ha meno peso rispetto ad altre fonti di incertezza ed imprecisioni del modello. Si nota infatti come l'NSE risulti persino ribassato rispetto a prima.

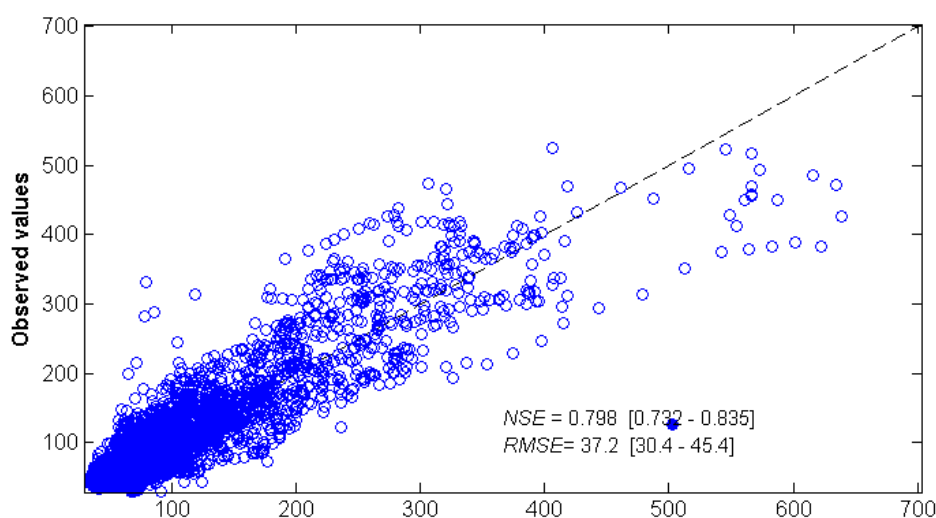


Figura 62: Nuvola di punti osservati e simulati intorno alla linea di identità 1:1 (calibrazione con correzione delle temperature).

4.2 – Validazione del modello

Calibrato il modello si è potuto effettuare la validazione sul periodo 2008 – 2011, scelto volutamente come il più distante possibile dal set di calibrazione, compatibilmente con la disponibilità di dati all'idrometro El Manzano. Come input di piogge è stato utilizzato il pluviometro di San Gabriel (1266 metri), non essendo disponibili dati oltre il 2006 su quello di Las Melosas usato in calibrazione. La distribuzione TRMM e il gradiente di precipitazioni tengono conto della variazione della stazione di riferimento, perché cambiano l'indice di posizionamento e la quota.

L'approccio combinato TRMM e MODIS conserva le migliori prestazioni anche in validazione:

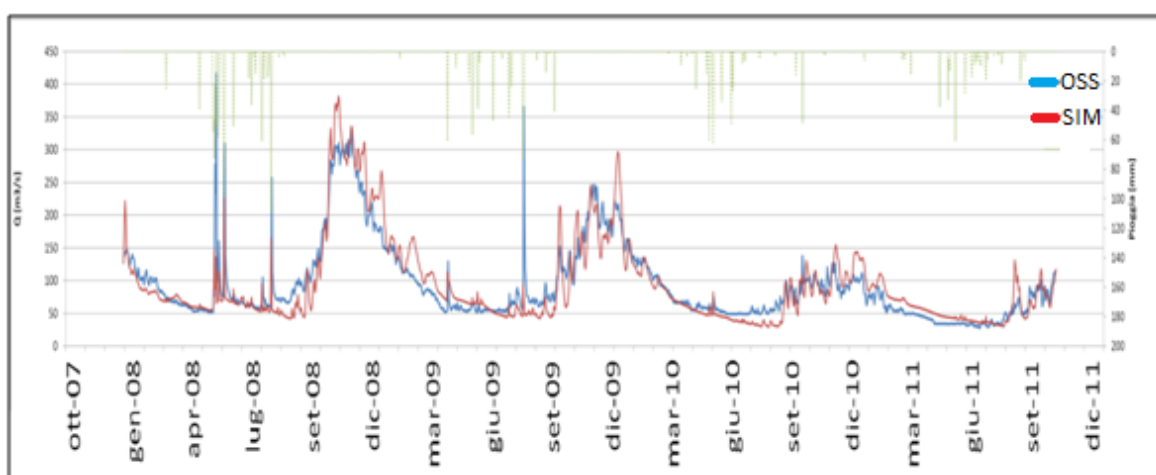


Figura 63: Idrogrammi osservati e simulati nel periodo 2008-2011, metodo TRMM + MODIS.

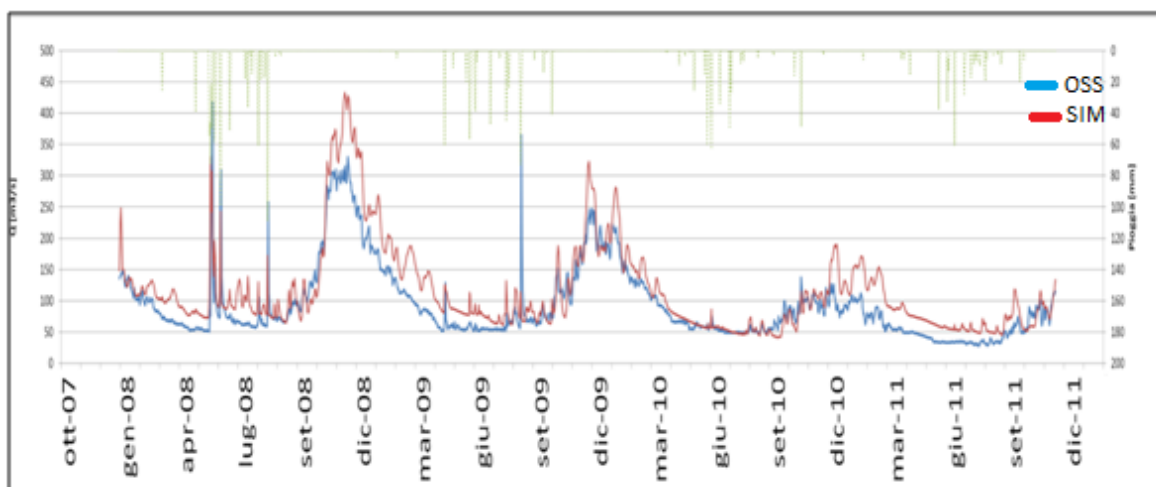


Figura 64: Idrogrammi osservati e simulati nel periodo 2008-2011, metodo TRMM + gradiente di temperature.

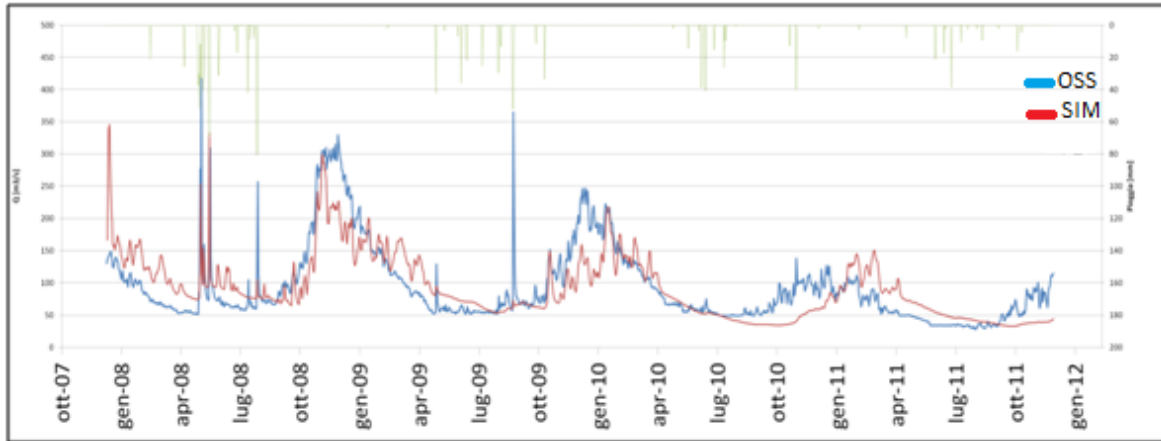


Figura 65: Idrogrammi osservati e simulati nel periodo 2008-2011, metodo gradiente piogge + gradiente temperature osservati.

Dagli idrogrammi si evince chiaramente come sia l’approccio TRMM + MODIS quello che porta ai migliori risultati, seguito da quello con sola distribuzione TRMM e per ultimo il metodo basato sui soli gradienti osservati, sia in temperature che precipitazioni (stessa “classifica” di prestazioni ottenuta in calibrazione). Dalla figura 64 si nota inoltre una sovrastima delle portate di fine estate, dalla 65 delle incongruenze evidenti nei picchi nivali estivi. In tabella 11 si riassumono i valori degli indici di prestazione dei tre casi.

Calcolando le medie mensili delle portate simulate dal modello in modalità TRMM + MODIS, si ottiene nuovamente un risultato stimato come piuttosto soddisfacente; l’errore peggiore viene commesso sulla media di agosto (periodo di magra invernale), con una sottostima del 24%.

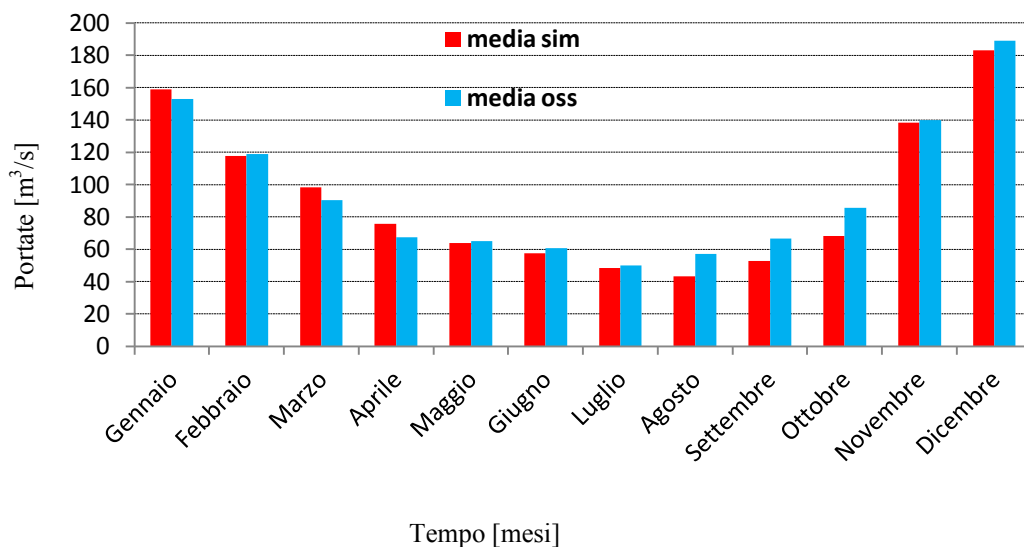


Figura 66: Medie mensili delle portate osservate e simulate, secondo approccio TRMM + MODIS in fase di validazione.

PRESTAZIONI VALIDAZIONE	Probability of fit being [%]					
	NSE	RMSE	Very Good	Good	Acceptable	Unsatisfactory
Grad. Prec. + Grad. Temp.	0,608	36,8	0	0,1	30,5	69,4
TRMM	0,744	29,8	0,1	20,6	56,4	22,9
TRMM + MODIS	0,792	26,9	2,6	40,8	44,8	11,8

Tabella 11: Sintesi dei risultati della validazione, secondo i diversi metodi utilizzati e gli indici di prestazione considerati.

Come prevedibile le prestazioni tendono leggermente a peggiorare in validazione.

Sono sotto riportati i grafici riassuntivi delle migliori prestazioni in validazione, combinazione TRMM + MODIS:

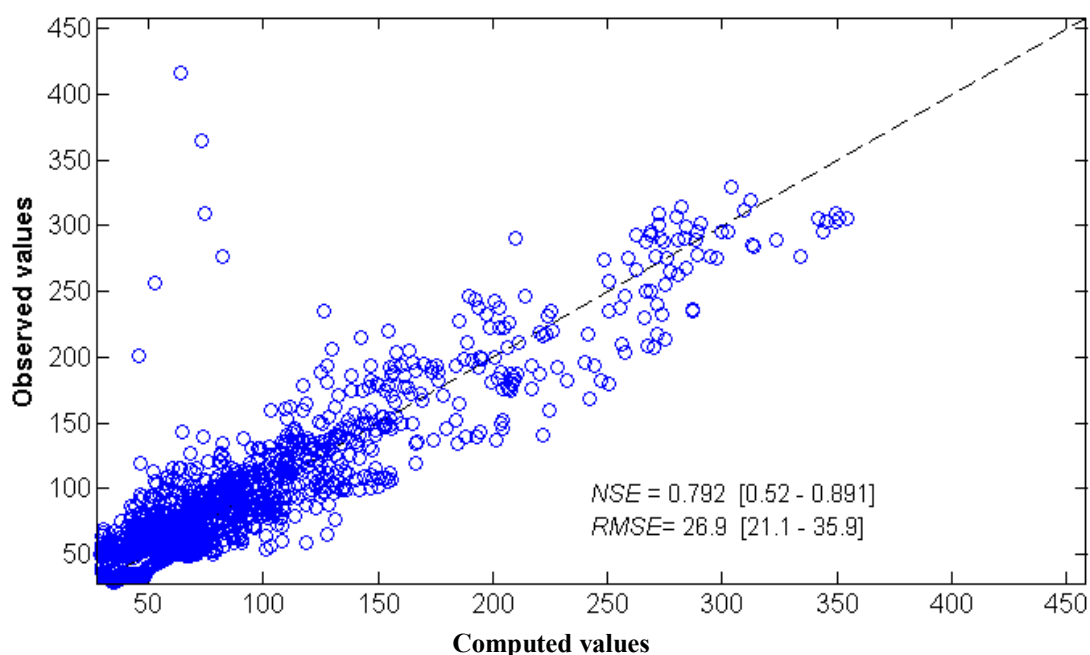
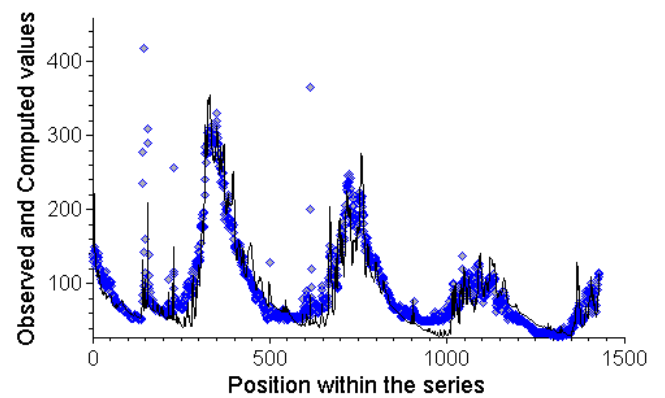
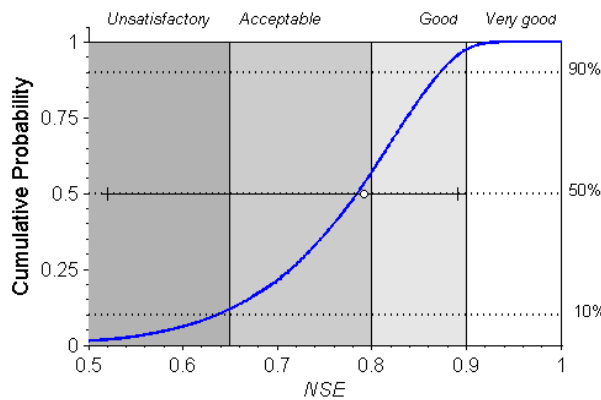


Figura 67: Nuvola di punti osservati e simulati intorno alla linea di identità 1:1 (validazione con migliori prestazioni, TRMM + MODIS).

Anche in questo caso si notano degli episodi di piena pluviale non percepiti dal modello (punti a sinistra nel grafico, nettamente al di sopra della linea diagonale 1:1), che si ripercuotono sulle sottostime delle medie mensili invernali simulate.



Evaluation of *NSE*: **From UNSATISFACTORY to GOOD**

Probability of fit being:

- *Very good* (*NSE* = 0.900 - 1.000): 2.6%
- *Good* (*NSE* = 0.800 - 0.899): 40.8%
- *Acceptable* (*NSE* = 0.650 - 0.799): 44.8%
- ***Unsatisfactory* (*NSE* < 0.650): 11.8%**

Presence of outliers (Q-test): NO

Model bias: NO

Figura 68: Distribuzione di probabilità e valutazione delle prestazioni del modello in validazione.

4.2.1 – Validazione su scala sottobacino

Poiché sul bacino Maipo Alto sono presenti altri idrometri funzionanti a monte della sezione di chiusura di El Manzano, è risultato interessante verificare se un modello che ben descrive il bacino nel suo complesso, abbia prestazioni simili sui sottobacini che lo compongono.

A partire dai dati di portata disponibili sono stati individuati 6 sottobacini, riportati in tabella 12 e rappresentati in figura 69. Sono riportate due colonne diverse per l'area perché una è stata ricavata dalle informazioni della DGA, l'altra invece è stata calcolata con software GIS a partire dalla sezione di chiusura dell'idrometro di volta in volta considerato. Poiché la precisione delle coordinate geografiche delle stazioni è affetta da piccole incertezze, queste si ripercuotono sulla non assoluta precisione di posizionamento della sezione di chiusura, con aree che dunque possono differire da quelle calcolate dalla DGA. Si riporta anche se le stazioni sono coinvolte o meno da modifiche del regime idrologico naturale di origine antropica: quasi tutti gli idrometri infatti hanno a monte dei serbatoi idroelettrici, delle dighe o dei canali di estrazione che in parte modificano il deflusso naturale; fa eccezione solo il sottobacino Hualtatas, esente da qualunque intervento antropico e con regime totalmente libero e naturale.

Sottobacino	Periodo	Area DGA [Km ²]	Area Gis calcolata [Km ²]	Errore rel. Aree [%]	Regime naturale
Olivares	1994-2003*	531	542	2,1	NO
Colorado	1994-2003*	834	783	-6,1	NO
Colorado-Olivares	1994-2003*	1713	1663	-2,9	NO
San Alfonso	1994-1996, 2000-2003*	2850	2787	-2,2	NO
Queltehues	2001-2003	523	523	0,0	NO
Hualtatas	1994-2003*	843	850	0,8	SI

Tabella 12: Elenco dei sottobacini utilizzati nelle simulazioni del modello.

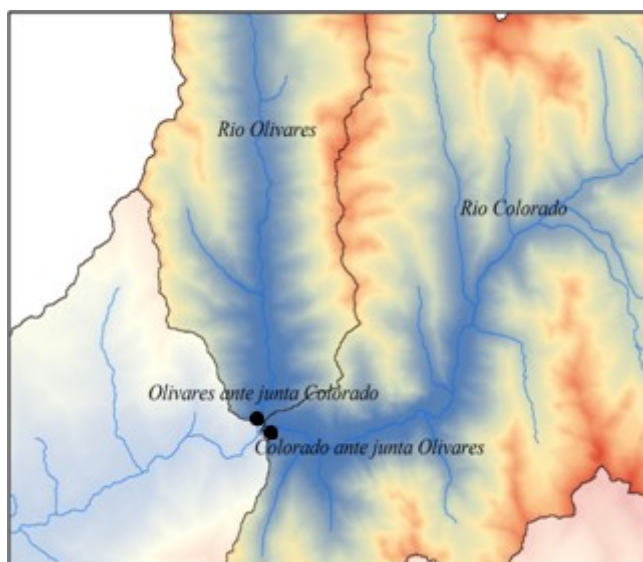
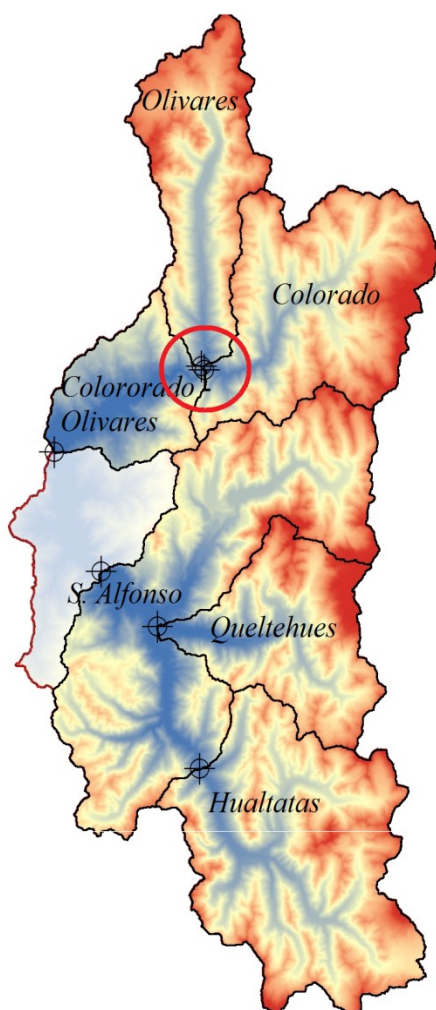


Figura 69: Localizzazione dei 6 sottobacini considerati (sinistra). Colorado-Olivares comprende i sottobacini distinti Olivares e Colorado, così come S. Alfonso comprende Queltehues e Hualtatas.

Figura 70: Dettaglio della confluenza tra Rio Colorado e Rio Olivares (destra).

Su questi sottobacini il modello è stato validato, ovvero si è simulato sul periodo 1994-2003 con gli stessi parametri calibrati e validati per il bacino nel suo complesso. Per simulare i deflussi dei sottobacini il modello applica la stessa procedura, ovvero calcola su tutte le celle di tutto il bacino i contenuti d'acqua giornalieri, all'eccezione del *flowrouting*: il modello entra infatti in un ciclo e ad ogni iterazione calcola i deflussi secondo il modello di Nash per un solo sottobacino alla volta, "ritagliando" la matrice totale dei contenuti d'acqua tramite una "maschera" di uni e zeri che corrispondono al sottobacino d'interesse. I tempi di ritardo (lag times) possono variare da sottobacino a sottobacino (non più i due valori unici per tutto il bacino) e sono gli unici parametri che sono stati necessariamente ricalibrati. Terminati i 6 *flowrouting*, è possibile visualizzare gli idrogrammi parallelamente, oltre ad un settimo corrispondente al bacino totale per verifica.

Qualora la modellazione dovesse risultare ancora soddisfacente, l'utilità di questo approccio (oltre a quello di verificare le prestazioni del modello a scala inferiore) consiste nel poter valutare i contributi alla portata totale: alla previsione sull'unico idrometro di valle di El Manzano si affianca quella delle componenti più a monte, consentendo un'analisi più mirata e di più piccola scala sull'idrologia del territorio. Per esempio ai gestori di un singolo affluente del Maipo, dovrebbe interessare la previsione di portata di quel singolo affluente più che di quella drenata su tutto il Maipo Alto.

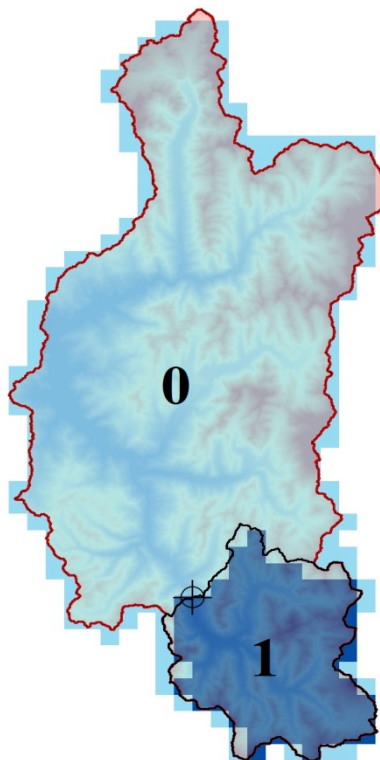


Figura 71: Esempio di maschera per il sottobacino Hualtatas, per la parzializzazione del "flow-routing" implementata in matlab.

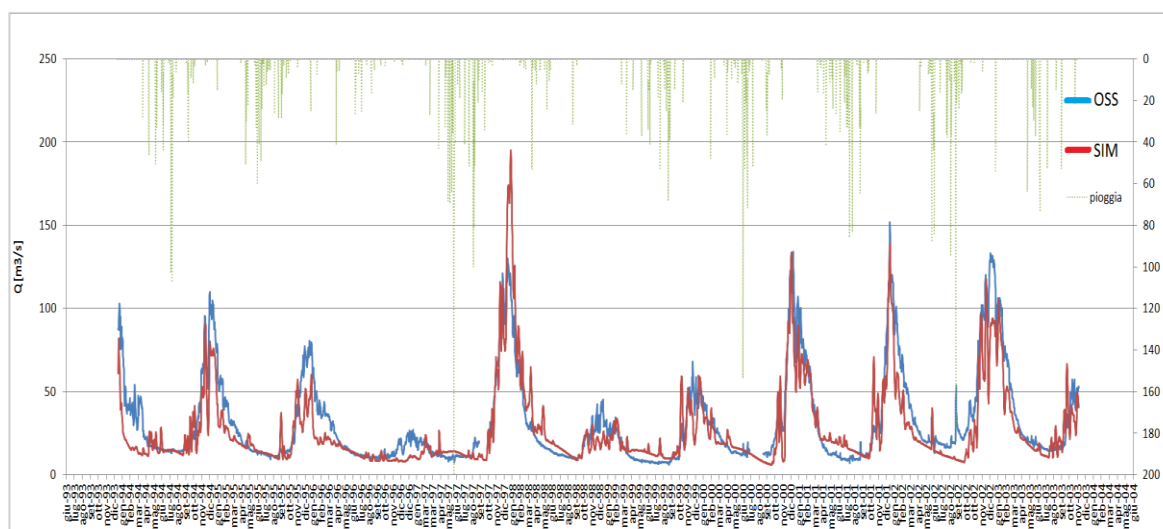
Simulando sul periodo 1994-2003 si sono però ottenuti esiti differenziati:

	Probability of fit being [%]					Lag Times (Sup/Inf) [h]
	NSE	RMSE	Good	Acceptable	Unsatisfactory	
Olivares	-0,9	8,6	0	0,0	100	24/240
Colorado	0,53	8,97	0	5,3	94,7	48/240
Colorado-Olivares	0,375	18,5	0	1,4	98,6	48/480
San Alfonso	0,649	41,8	0,1	50,7	49,2	72/480
Queltehues	0,573	7,39	0	2,4	97,6	24/480
Hualtatas	0,742	13,8	5,5	90,7	3,8	48/480

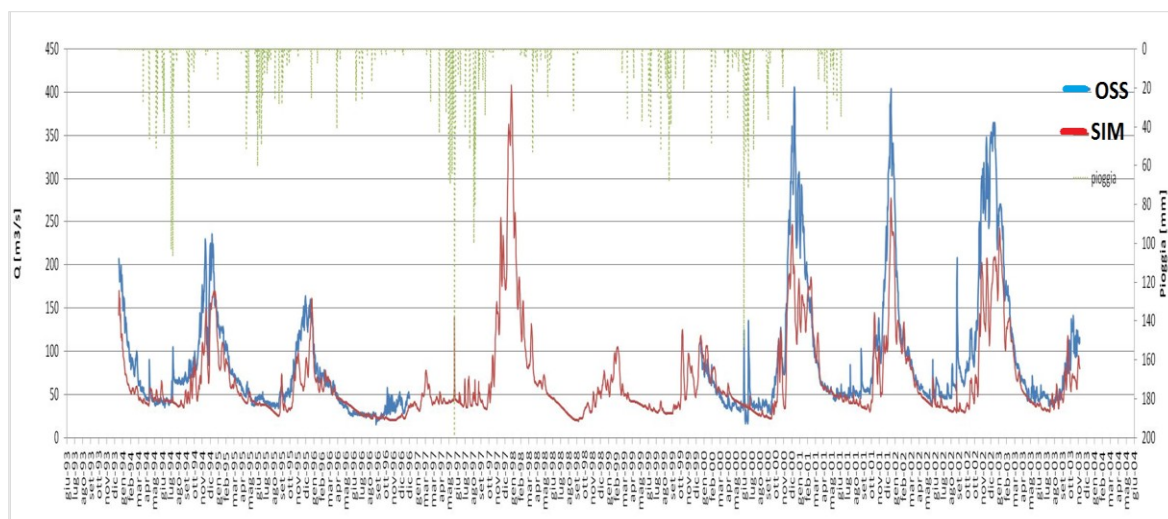
Tabella 13: Sintesi delle prestazioni del modello per ogni sottobacino.

Se sul sottobacino di Hualtatas o di S. Alfonso le prestazioni risultano ancora accettabili, tutt'altra situazione si verifica per gli altri, col sottobacino Olivares che registra addirittura un indice di Nash Sutcliffe negativo, rendendone inutile la rappresentazione con questo modello e questi parametri. Anche gli idrogrammi risultano in questi casi poco coerenti con l'osservato. Probabilmente non è un caso se l'unico sottobacino non soggetto a modifiche del regime naturale, ovvero Hualtatas, è anche quello su cui il modello conserva le migliori prestazioni. Si riportano gli idrogrammi più significativi.

Hualtatas -



S. Alfonso -



Dettaglio Colorado (ottobre 1998 – aprile 2003) -

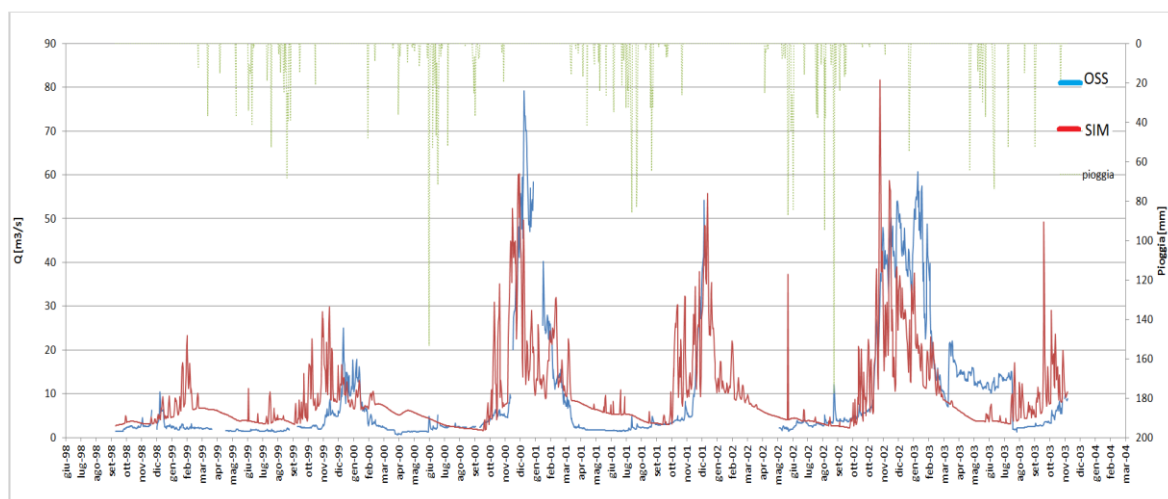


Figura 72: Idrogrammi osservati e simulati per i sottobacini Hualtatas, S. Alfonso e Colorado

L'idrogramma di S. Alfonso si mantiene ancora piuttosto coerente con l'andamento osservato delle portate, seppur con evidenti sottostime dei picchi nivali, ma analizzando per esempio il dettaglio delle portate calcolate per il sottobacino Colorado, i risultati peggiorano sensibilmente: nette sovrastime dei deflussi nei periodi di magra invernale ed errori significativi sui picchi estivi, sia in sovrastima che in sottostima. Dallo stesso grafico si rileva anche come l'idrogramma osservato sia frequentemente interrotto da dati mancanti, aggiungendo fonti di incertezza a quelle derivanti dalla probabile non trascurabile influenza delle politiche di gestione degli invasi delle centrali idroelettriche.

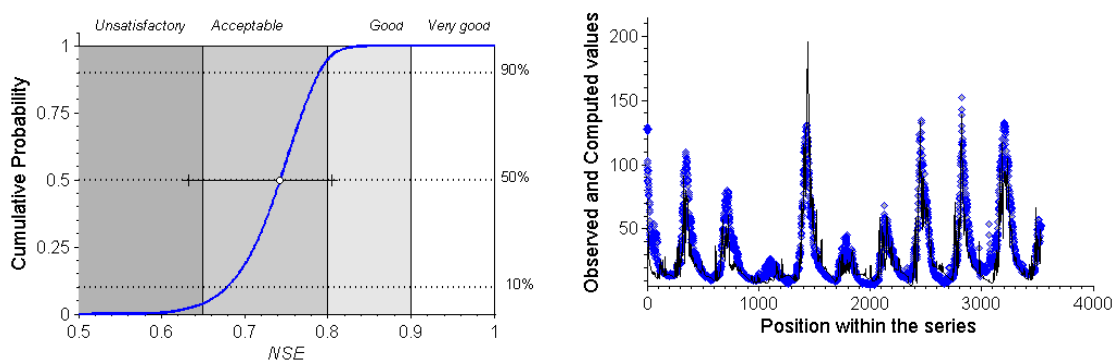
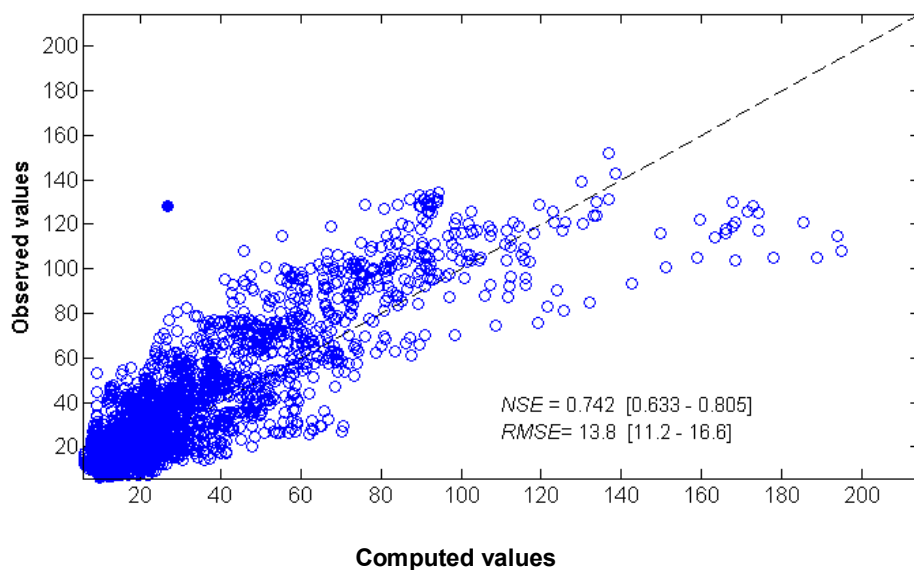


Figura 73: Sottobacino Hualtatas, nuvola di punti osservati e simulati intorno alla linea di identità 1:1 (sopra), distribuzione di probabilità e osservato-simulato (sotto).

Dunque il modello calibrato e validato sull'intero bacino, potrebbe non esserlo a livello soddisfacente per alcuni suoi sottobacini, perché i parametri possono essere stati tarati su dei valori medi adatti al Maipo Alto complessivo, ma che non vanno bene per la più piccola scala. In alcuni casi i dati di portata disponibili coprono inoltre periodi piuttosto brevi, con valori mancanti o in molti casi estratti per interpolazione dalle curve misurate, riducendo l'affidabilità delle misurazioni (soprattutto per gli affluenti Olivares e Colorado). A questo si aggiunge l'incertezza dettata dalla posizione della sezione di chiusura, che potrebbe discostarsi da quella reale e influire su dimensioni del sottobacino e portate totali di conseguenza. O ancora le politiche di controllo dei piccoli invasi delle centrali idroelettriche potrebbero avere un'influenza non più trascurabile sugli affluenti del Maipo, in cui le minori portate probabilmente risentono di più del regime controllato.

L'obiettivo dello studio rimane comunque quello di elaborare una modellazione glacio-idrologica del bacino del Rio Maipo Alto nella sua completezza, compresa la ricostruzione delle dinamiche del ghiaccio e della neve, per poi sfruttarne le capacità previsionali su degli scenari climatici di lungo periodo.

4.2.2 – Validazione del modulo nivale

Come illustrato al capitolo 3, il modello prevede una simulazione delle altezze del manto nevoso, per ogni cella della griglia che descrive il bacino. La mancanza di sufficienti dati al suolo suggerisce di effettuare un confronto dei risultati del modulo della neve del modello con quanto rilevato da satellite (nello stesso periodo in cui vengono lanciate le simulazioni): le mappe MOD10A2 utilizzate (risoluzione 500 metri) contengono l'informazione areale di copertura, pertanto la matrice di altezze di neve simulata è stata di volta in volta convertita nell'equivalente mappa di copertura, ovviamente nulla in corrispondenza di valori di altezza nulla.

Per valutare le differenze si è preferito elaborare dei dati medi mensili, sfruttando la disponibilità di mappe satellitari già mediate per ogni mese. Per ridurre ulteriormente l'influenza di eventuali situazioni particolari legate ad annate "anomale", si è effettuata una media tra i mesi di più anni sui dati satellitari, ovvero sulle mappe MODIS mensili degli anni 2010,2011,2012. Per quanto concerne il simulato invece, si sono effettuate delle medie delle altezze della neve calcolate dal modello sugli anni 2008-2012, mese per mese, e le si sono poi convertite nelle corrispondenti mappe di copertura.

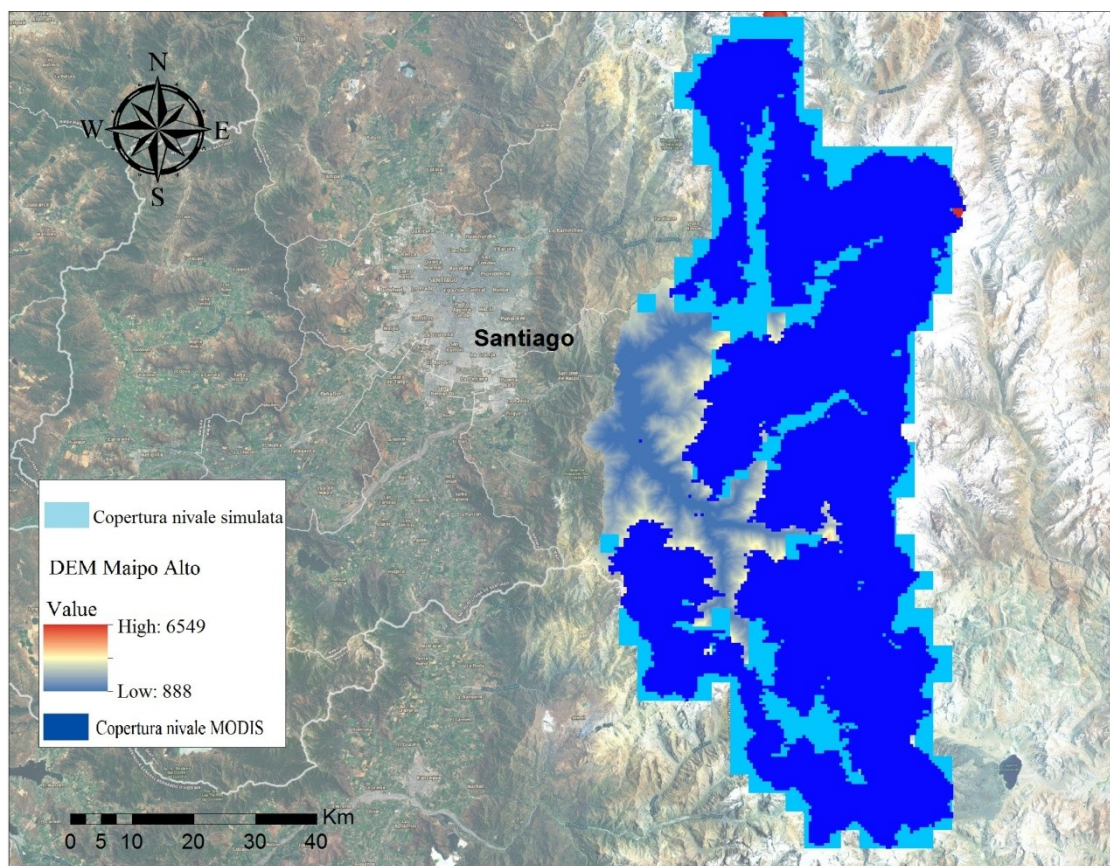


Figura 74: Confronto tra copertura nivale media simulata e osservata da satellite (giugno).

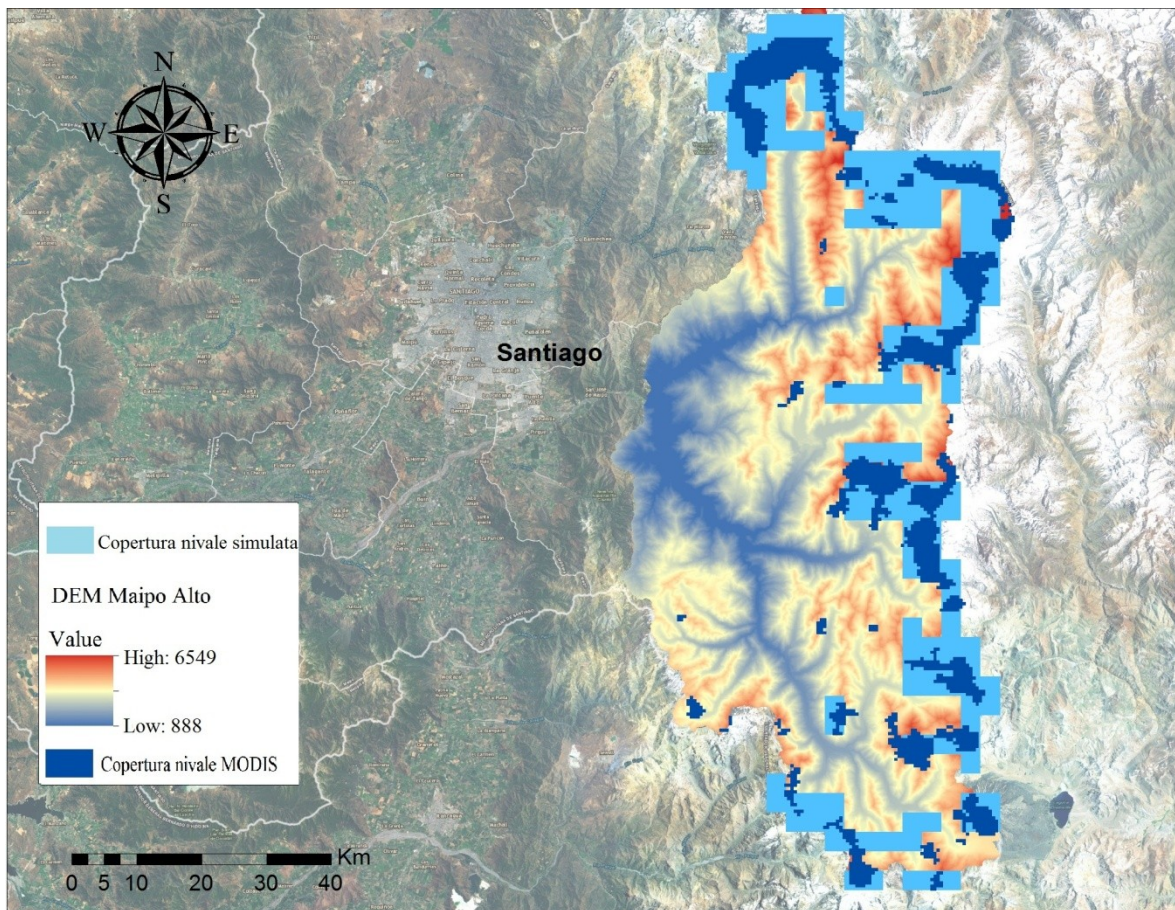


Figura 75: Confronto tra copertura nivale media simulata e osservata da satellite (dicembre).

Come visibile dal confronto sui due mesi di giugno e dicembre, si reputa che il modello riesca a riprodurre una copertura nivale ben coerente con quella derivata dai dati satellitari.

Questa sorta di validazione del modulo della neve conferma il livello soddisfacente di funzionamento del modello, non solo negli idrogrammi di portata in uscita, ma anche su una componente determinante per i deflussi quale la distribuzione del manto nevoso sul territorio del bacino.

In conclusione si può affermare che la calibrazione, la validazione di portate e copertura nivale e le analisi delle prestazioni sin qui trattate, legittimano l'uso del modello in fase di previsione per gli scenari descritti nel prossimo capitolo.

5 – Scenari climatici e previsione

In questo capitolo si introduce la teoria dei modelli climatici così come organizzata in ambito IPCC, per poi descrivere gli scenari climatici utilizzati in questo studio ed alimentare con essi il modello glacio-idrologico. La dipendenza tra i cambiamenti climatici e le variazioni nei regimi idrologici fluviali è largamente discussa in letteratura (Nemec and Shaake 1982, Nash and Gleick 1991, Frederick and Major 1997).

Viene in seguito descritta la procedura di downscaling con cui si estraggono gli scenari climatici specifici per la zona di interesse e su di essi si valutano cambiamenti ed evoluzioni temporali: in questa sede gli scenari di cambiamento climatico riguardano temperature e precipitazioni, i due inputs fondamentali per il modello idrologico.

Analizzati i trend delle due grandezze climatiche per il Rio Maipo Alto, vengono effettuate le simulazioni di scenario 2010-2100, al fine di valutare i mutamenti di lungo periodo sul regime idrologico del bacino, ovvero quantificando la risposta idrologica al cambiamento climatico e adempiendo l'obiettivo conclusivo dello studio. Ad esso si affianca la previsione di scenario delle coperture glaciali e nivali, altro aspetto interessante perché strettamente connesso con il regime idrologico analizzato.

5.1 – Modelli climatici

Esistono numerosi e diversi modelli climatici, tutti elaborati nel corso degli ultimi decenni e frutto del continuo miglioramento tecnologico e del progresso nella tecnica computazionale su cui si fondano; ognuno di essi tenta di comprendere e riprodurre la complessa serie di interazioni che legano i diversi comparti della biosfera, ovvero atmosfera, terre emerse, oceani e criosfera. I modelli climatici più diffusi ed utilizzati sono sicuramente i General Circulation Models (GCMs), modelli numerici particolarmente avanzati e di largo impiego per la valutazione degli impatti delle emissioni di gas serra sui sistemi climatici. Applicano una discretizzazione del sistema mediante una griglia tridimensionale con risoluzione orizzontale tra i 250 e i 600 km, e un numero di strati che varia tra i 10 e i 20 per l'atmosfera e raggiunge i 30 per gli oceani.

I GCM si dividono inoltre in Atmospheric General Circulation Models (AGCMs) e Ocean General Circulation Models (OGCMs): i primi modellano il comportamento dell'atmosfera con un approccio fisicamente basato per descrivere i processi che evolvono al suo interno, mentre gli OGCMs modellano il comparto degli oceani e sono spesso integrati da un sottomodello dei ghiacci.

Dall'accoppiamento delle due categorie di modelli nascono infine i Coupled General Circulation Models (CGCMs), con una descrizione più accurata e mirata delle interazioni

che coinvolgono atmosfera ed oceani, a vantaggio di una rappresentazione più completa del sistema Terra. Notevoli sforzi si stanno indirizzando verso un affinamento della risoluzione spaziale di tutti questi modelli, ma i risultati che si possono ottenere per ogni cella difficilmente possono essere rappresentativi dei processi fisici ed atmosferici che vi avvengono, perché spesso questi si svolgono ad una scala molto minore: diventa allora necessario effettuare una procedura di downscaling, ovvero un riadattamento degli outputs del modello climatico alle situazioni locali.

5.2 - Scenari IPCC

L'Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) è stato fondato dalla World Meteorological Organisation (WMO) e dal United State Environment Program (UNEP) nel 1988, al fine di creare un organismo che raccogliesse e analizzasse informazioni scientifiche, tecniche e socio-economiche sui potenziali impatti del cambiamento climatico. La IPCC pubblica inoltre il frutto del suo prezioso lavoro elaborando degli Assessment Reports (AR), in cui in particolare il problema del riscaldamento globale viene esplorato nelle sue cause, negli effetti ed anche nelle possibili politiche di mitigazione.

Dal 1992 ad oggi sono stati pubblicati 4 Assessment Reports, mentre il quinto AR è in attuale fase di pubblicazione e nasce dall'esigenza di elaborare dei modelli aggiornati e che soprattutto tengano conto per la prima volta delle possibili politiche climatiche che sino ad ora sono state considerate praticamente assenti (SRES).

Altra importante innovazione è rintracciabile nel nuovo approccio "parallelo", ovvero fondato sul lavoro coordinato di diversi settori specializzati, con notevoli vantaggi in termini di risparmio di tempo se si confronta tale approccio con quello sequenziale tradizionale.

Un elemento fondamentale che contraddistingue il nuovo metodo di lavoro (Moss, et al., 2010) è dato dall'introduzione di una prima fase in cui si delinea l'andamento futuro delle principali forzanti del cambiamento climatico: sono le traiettorie delle cosiddette Representative Concentration Pathways (RCPs), ovvero le proiezioni future delle sole forzanti radiative (perturbazioni al normale bilancio di ingresso ed uscita delle componenti radiative del sistema climatico terrestre, per un'alterata composizione atmosferica). Si sottolinea che le RCPs non sono già di per sé degli scenari completi con annesse le informazioni socio-economiche e climatiche, ma esclusivamente delle indicazioni sulle forzanti radiative, dei "pathways" appunto, a cui si può giungere in funzione di diversi scenari di emissione per esempio.

Sono state selezionate 4 RCPs, classificate in base alla forzante radiativa totale del 2100 misurabile in W/m^2 (Van Vuuren, 2011):

	Radiative forcing	Concentration p.p.m.	Model providing RCP
RCP 8.5	Rising radiative forcing pathway leading to 8.5 W/m² in 2100	> 1,370 CO ₂ eq. In 2100	MESSAGE
RCP 6	Stabilization without overshoot pathway to 6 W/m² at 2100	850 CO ₂ eq. - At stabilisation after 2100	AIM
RCP 4.5	Stabilization without overshoot pathway to 4.5W/m² at 2100	650 CO ₂ eq. - At stabilisation after 2100	MEGCAM
RCP 2.6 (3-PD2)	Peak in radiative forcing at ~3W/m² before 2100, then declines	Peak at ~ 490 CO₂ eq. before 2100 and then declines	IMAGE

Tabella 14: Le 4 Representative Concentration Pathways.

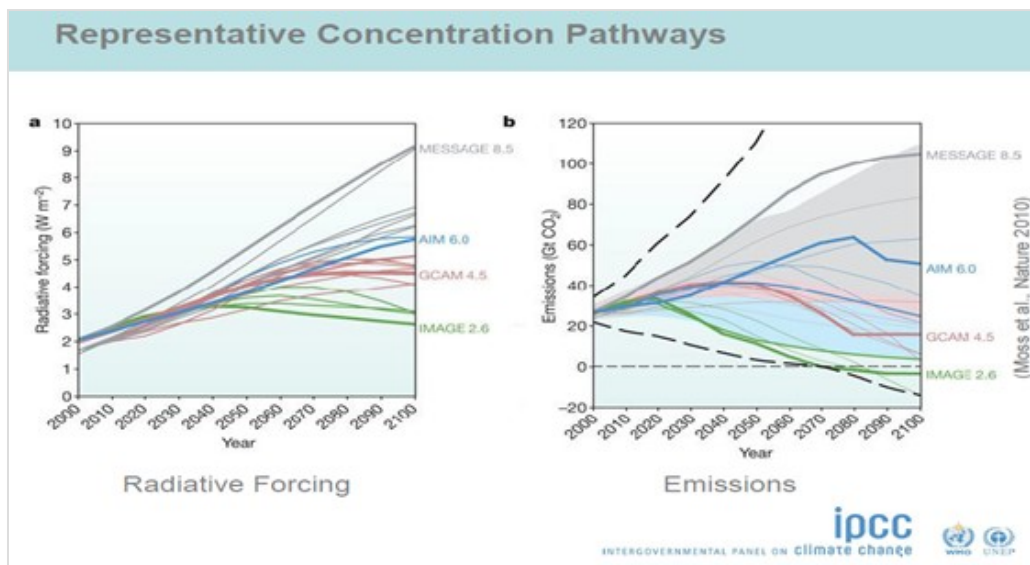


Figura 76: Forzanti radiative e emissioni di scenario.

La RCP 8.5 si caratterizza dunque per la previsione di un aumento della forzante radiativa e delle emissioni di gas serra da oggi al 2100, con uno scenario che potrebbe per esempio corrispondere a quanto in letteratura si ritrova per delle prospettive di grande aumento della popolazione, senza uno sviluppo tecnologico avanzato e con conseguenti forti consumi energetici. Le altre tre forzanti sono invece rappresentative di situazioni intermedie, con consumi più moderati (750-900 EJ). La RCP 2.6 è anche chiamata 3-PD2 a causa del caratteristico picco di 3 W/m² previsto per circa metà secolo, da cui poi la curva digrada (“Peak-Decline”) sino ai 2.6 W/m² nel 2100 (Van Vuuren, 2007), diventando così

la traiettoria rappresentativa per gli scenari che prevedono basse concentrazioni di gas serra a fine secolo. Le RCPs 4.5 e 6 costituiscono infine degli scenari di consolidamento favoriti da politiche di riduzioni di gas serra, a vantaggio della stabilizzazione delle forzanti radiative.

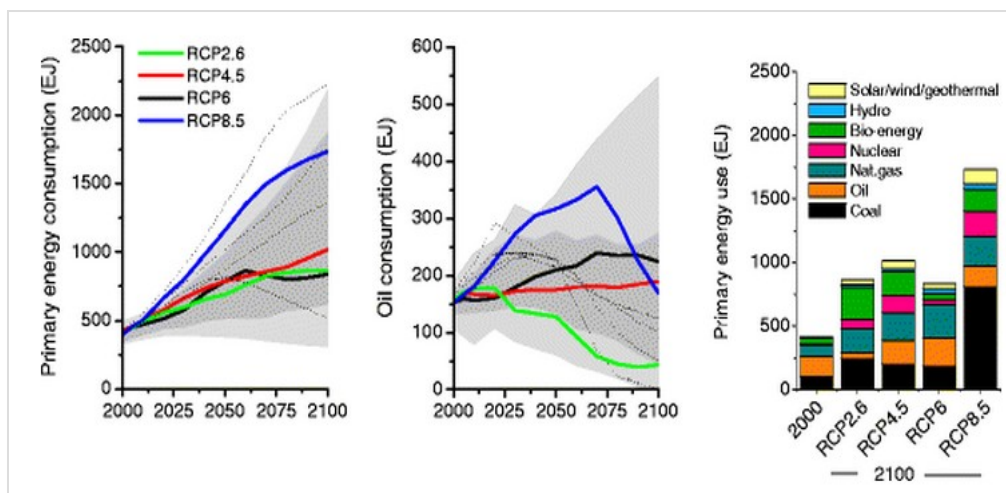


Figura 77: Scenari di consumi ed usi energetici.

Il consumo di petrolio viene ipotizzato pressoché invariato rispetto ad oggi, salvo per la RCP 2.6, in cui diminuisce leggermente. Interessante notare inoltre come tutti gli scenari prevedano un aumento nell'uso di fonti non fossili, segno di una migliorata politica climatica a favore di risorse d'energia rinnovabili.

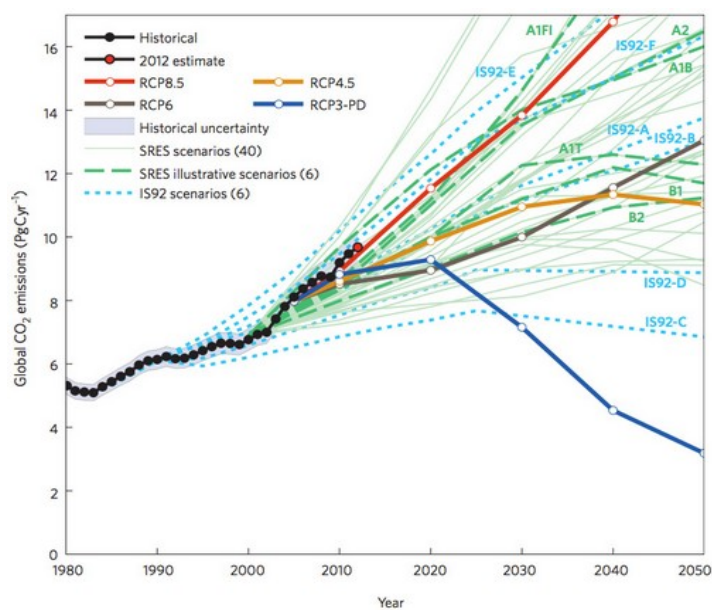


Figura 78: Confronto fra scenari di emissione.

La figura 78 ha sull'asse verticale le emissioni globali di CO₂ in termini di Petagrammi annuali di Carbonio e mette a confronto non solo le diverse RCPs, ma anche i vecchi scenari IS92 del Supplementary Report del AR dell'IPCC del 1992 e quelli risalenti agli AR4 e AR5 (Special Report on Emission Scenarios, SRES).

Dopo la necessaria introduzione ai Representative Concentration Pathways, si sottolinea che lo studio focalizza la propria attenzione sui conseguenti scenari prettamente climatici, perché da essi dipendono direttamente le previsioni del bacino del Rio Maipo Alto. Il paragrafo successivo restringe dunque il tema al fine di illustrare le relazioni tra le forzanti radiative e i corrispondenti diversi scenari climatici.

5.3 – CMIP5 e modello ECHAM6

Il Coupled Model Intercomparison Project (CMIP Fase 5) è un protocollo sperimentale standard per l'elaborazione di modelli globali di circolazione, con accoppiamento atmosfera-oceani. L'obiettivo rimane quello di sondare tutte le attuali questioni del cambiamento climatico, i suoi meccanismi, caratteristiche ed evoluzioni. In supporto alla ricerca del progetto il Max Planck Institute (MPI) di Amburgo coordina lo sviluppo del suo Earth System Model, la cui componente atmosferica è attualmente il modello di circolazione generale ECHAM6 (Giorgetta et al.). Si tratta di un modello funzionante in diverse configurazioni, con netti miglioramenti di risoluzione orizzontale e verticale rispetto alle versioni precedenti, con i risultati climatici distribuiti pubblicamente e organizzati in funzione delle RCPs sopra descritte.

Il modello idrologico implementato in questo studio è stato alimentato con gli scenari climatici elaborati proprio da ECHAM6, che, ricapitolando, rappresenta un modello GCM (componente atmosferica) utilizzato nell'ambito del suddetto CMIP5, con proiezioni di forzanti radiative così come organizzate dall'AR5 IPCC in fase di completamento.

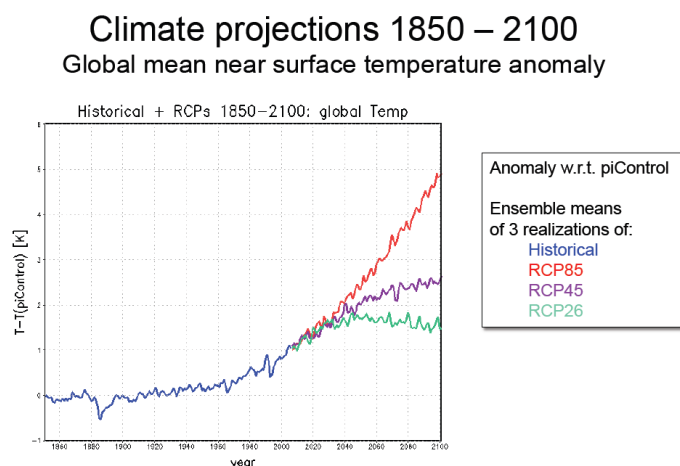


Figura 79: Scenari di temperatura media globale.

Le proiezioni climatiche risultanti, pur con una migliorata risoluzione, non sono sufficientemente mirate per gli scopi di piccola scala quali la modellazione del bacino di interesse, per cui come anticipato è necessario effettuare una procedura di downscaling a partire dal modello ECHAM6.

5.4 - Metodologia di downscaling

Il modello climatico selezionato (ECHAM6 del MPI-ESM) ha una risoluzione temporale elevata (giornaliera), così come anche quella spaziale (< 200 km), se confrontata con altri modelli climatici precedenti. Tale distanza tuttavia, per avere un termine di confronto, è più di quella che intercorre tra le maggiori vette delle Ande e la costa del Pacifico a Ovest, il che lascia intuire le grandi variazioni di temperatura e precipitazioni che possono verificarsi all'interno di quella che il modello climatico considera invece come un'unica cella di riferimento. Se si vogliono riprodurre le statistiche di più piccola scala di interesse idrologico, diventa dunque d'obbligo riportare i dati del modello di circolazione generale alla situazione locale e specifica del bacino d'interesse, con la cosiddetta procedura di downscaling.

In particolare è stato qui utilizzato il metodo statistico di tipo cascata "Random" SSRC (Stochastic Space Random Cascades, Tessier et al., 1993), in grado di riprodurre anche le caratteristiche di intermittenza delle precipitazioni osservate. Per poter attuare il confronto tra GCM e osservato, e proseguire con il downscaling, è stato scaricato dal modello climatico il cosiddetto Control Run, ovvero temperature e precipitazioni sul periodo storico di controllo 1994-2012, di cui contemporaneamente si dispone di misurazioni osservate al suolo. Si precisa che il bacino Maipo Alto si colloca in una posizione intermedia tra due diverse celle ECHAM6, con stessa longitudine (292,625°W) ma diversa latitudine: cella 1 (32,642°S) e cella 2 (34,507°S).

Questo ha portato ad effettuare due volte il downscaling, per poi valutare quale delle due celle riproducesse con più accuratezza le precipitazioni e le temperature osservate. Per questo almeno inizialmente sono stati utilizzati due control runs diversi (uno per cella).

In ogni caso, se si indicano le precipitazioni osservate come R_{GAO} e quelle del control run previsto dal modello climatico come R_{GCM} , il downscaling utilizzato prevede un processo moltiplicativo a cascata di tipo random, chiamato $Bias_{GAO}$ (Groppelli et al.):

$$\begin{aligned}
 & Bias_{GAO} = R_{GAO} / R_{GCM} = B_{GAO} B_0 W_0 \\
 & \left. \begin{aligned} P(B_0 = p_0^{-1}) &= p_0 \\ P(B_0 = 0) &= 1 - p_0 \end{aligned} \right\} E[B_0] = p_0^{-1} p_0 + 0 (1 - p_0) = 1 \\
 & \left. \begin{aligned} W_0 &= e^{(w_0 - \sigma_{w_0}^2/2)} \\ w_0 &= N(0, \sigma_{w_0}^2) \end{aligned} \right\} E[W_0] = 1
 \end{aligned}$$

dove B_{GAO} , p_0 e σ_{w0}^2 sono parametri del modello da stimare a partire dai dati. B_{GAO} diventa un termine costante che induce la pioggia giornaliera simulata a corrispondere a quella misurata R_{GAO} . Il termine B_0 è un “ β model generator” (Over e Gupta, 1994) e rappresenta la probabilità che il tasso di pioggia R_{GAO} sia non nullo, condizionatamente ad un valore positivo di R_{GCM} , probabilità descritta con distribuzione binomiale. Il termine w_0 infine è strettamente positivo ed è adibito ad aggiungere un corretto livello di variabilità alle precipitazioni nei periodi più piovosi.

La procedura si fonda su una rappresentazione ad albero della distribuzione delle precipitazioni, con una ramificazione progressiva (es. Bocchiola 2007, Groppelli et al. 2010): ogni strato dell’albero rappresenta una griglia in cui la dimensione delle celle corrisponde alla risoluzione spaziale del campo di precipitazioni misurato o stimato. I nodi dell’albero con la risoluzione inferiore sono chiamati “radici”, quelli con la risoluzione più fitta “foglie”.

L’intermittenza, ossia la presenza di periodi di pioggia misurata nulla (dry spells) durante eventi piovosi, è espressamente tenuta in conto e modellata tramite esplicita dipendenza dall’intensità di pioggia, come da letteratura. La variabilità della precipitazione nei periodi umidi (wet spells) è poi modellata tramite un rumore moltiplicativo casuale a media unitaria, le cui proprietà statistiche dipendono dalla scala temporale.

Per le serie di temperature giornaliere si conduce una procedura analoga, tramite una funzione di tipo sinusoidale shiftata, come da letteratura.

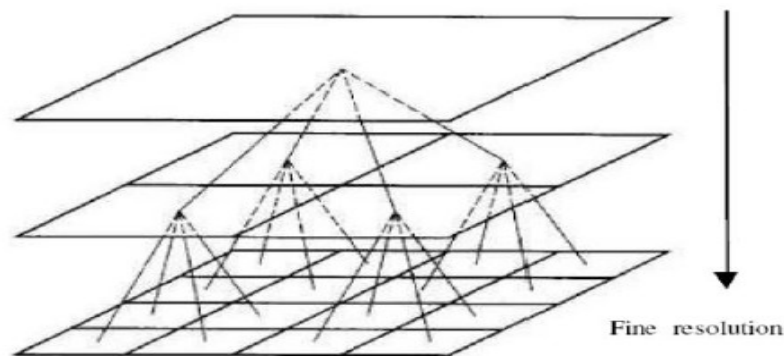


Figura 80: Schematizzazione della struttura ad albero della procedura di downscaling.

I dati del modello atmosferico GCM sono stati estratti grazie al software GIS per le due celle di riferimento ed in seguito downscalati con gli esiti riportati al successivo paragrafo per la cella 2 (la “migliore”). Il control run del GCM riporta precipitazioni in $\text{Kg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$ e temperature in gradi Kelvin, per cui i valori sono stati convertiti in mm giornalieri e gradi Celsius rispettivamente, in modo da renderli confrontabili con quelli osservati nelle stazioni di riferimento (El Yeso Embalse per le temperature e Las Melosas per le precipitazioni, 1994-2002).

Il downscaling è stato effettuato mensilmente e suddiviso in due fasi: inizialmente si è svolta la stima dei parametri necessari al modello a cascata sopra descritto, tramite calibrazione e sfruttando i dati osservati; solo in seguito si è passati alla procedura di downscaling vera e propria, ovvero di correzione dei dati GCM sia sul control run 1994-2002 (per poter eseguire una verifica) sia sugli scenari climatici 2010-2100.

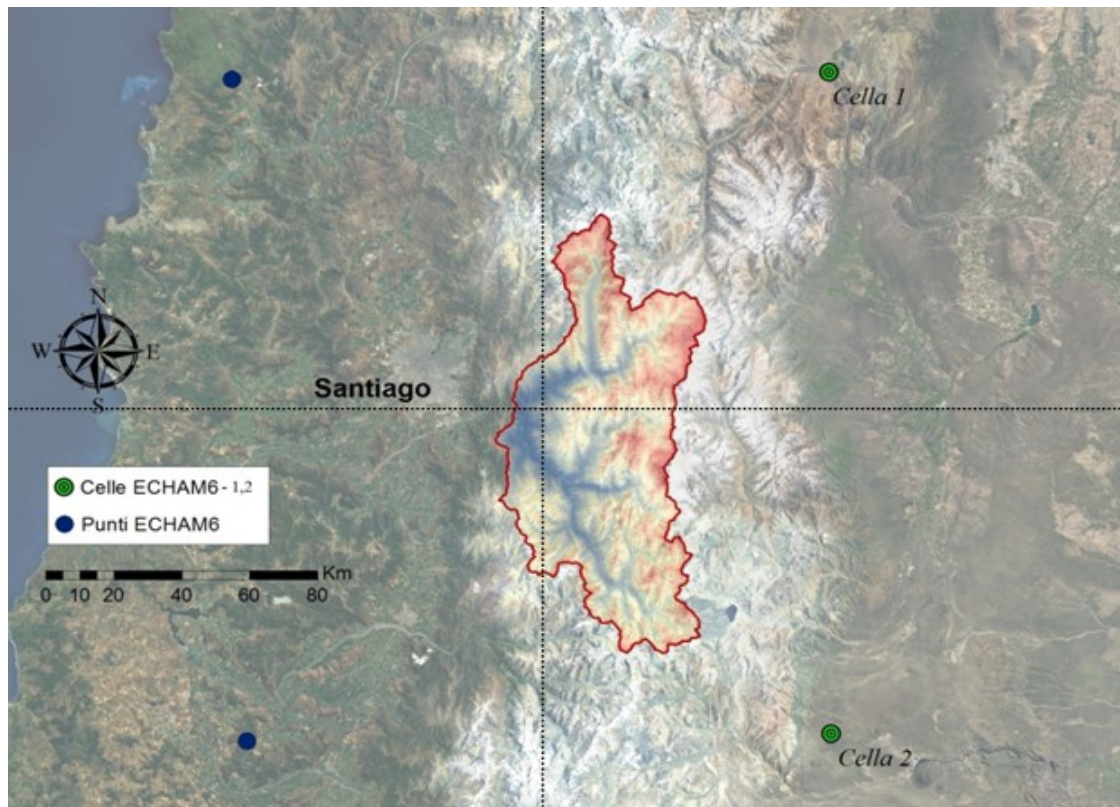


Figura 81: Localizzazione dei punti della griglia ECHAM6 e delle due celle più prossime al bacino.

5.5 - Risultati del downscaling

Una volta effettuato il downscaling, la cella 2, quella con maggiore latitudine, ha dimostrato di saper meglio riprodurre le caratteristiche climatiche del bacino Maipo Alto. Confrontando temperature e precipitazioni downscalate sul periodo di controllo con quelle osservate, si vede come le medie mensili siano esattamente coincidenti sia per temperature che precipitazioni, attestando il buon funzionamento della procedura (effettuata infatti a scala mensile). Si riportano anche i valori dei parametri calibrati: P_{rd} e P_{dry} corrispondono al parametro p_0 , ovvero regolano l'entità dei periodi piovosi e di siccità in funzione dei dati, DT è lo shift necessario a correggere le temperature GCM per avvicinarle a quelle osservate ed infine R_{max} indica la precipitazione massima giornaliera del mese, al fine di non ottenere in uscita al modello delle precipitazioni estreme eccessive. B_{GAO} e σ sono gli stessi parametri già descritti nel modello a cascata.

PARAMETRI		MESI											
		gen	feb	mar	apr	mag	giu	lug	ago	set	ott	nov	dic
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Calibr.	B _{gao}	3,84	1,38	0,85	4,63	1,54	2,71	1,59	1,72	5,08	0,75	0,58	2,24
	P _{rd}	0,33	0,27	0,25	1,06	0,50	0,61	0,47	0,34	1,04	0,36	0,44	0,41
	P _{dry}	1,01	1,05	1,10	0,99	1,19	1,28	1,33	1,33	0,99	1,12	1,04	1,04
	σ	0,00	0,43	1,14	0,29	0,18	0,29	0,00	0,15	0,00	0,00	1,88	2,07
	DT	-8,04	-7,88	-5,81	-4,59	-1,98	-3,06	-2,57	-2,72	-3,73	-2,67	-5,57	-6,01
	R _{max}	14,50	45,50	25,50	50,30	83,00	201,00	101,50	169,00	77,00	32,50	18,50	24,00

Tabella 15: Valori dei parametri calibrati in base a control run e osservazioni.

Sono sotto indicati i valori mensili osservati, quelli secondo GCM e quelli simulati in uscita al downscaling; per le precipitazioni si riportano anche varianze e probabilità di eventi di pioggia (*rainy days*).

Medie mensili			MESI											
			gen	feb	mar	apr	mag	giu	lug	ago	set	ott	nov	dic
			1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Precipitazioni	Media	oss	2,4	6,6	8,4	68,7	79,8	238,4	132,0	101,6	99,9	16,1	4,2	4,3
		GCM	0,6	4,8	9,8	14,9	51,8	87,8	82,8	59,0	19,7	21,5	7,3	1,9
		SIM	2,4	6,6	8,4	68,7	79,8	238,4	132,0	101,6	99,9	16,1	4,2	4,3
	Var.	oss	0,9	8,5	4,1	72,1	99,7	449,2	195,9	219,1	101,9	9,5	1,5	2,2
		GCM	0,0	1,3	2,8	5,2	19,3	37,2	36,3	25,0	4,4	5,5	2,5	0,1
		SIM	0,6	6,4	10,0	96,4	98,7	513,3	199,0	153,3	111,1	9,6	2,3	1,2
	Rainy days	oss	0,2	0,4	0,9	4,0	4,3	7,7	5,7	3,4	5,8	1,8	0,9	0,8
		GCM	0,7	1,7	3,6	3,8	8,7	12,6	12,0	10,2	5,6	5,0	2,0	1,9
		SIM	0,3	0,4	1,3	3,8	4,0	8,3	5,2	4,1	5,7	1,7	0,6	1,2
Temperatura	Media	oss	11,6	11,9	10,6	7,0	4,4	0,2	-0,6	0,5	1,9	5,3	7,6	10,4
		GCM	19,6	19,8	16,4	11,6	6,3	3,2	2,0	3,2	5,7	7,9	13,2	16,4
		SIM	11,6	11,9	10,6	7,0	4,4	0,2	-0,6	0,5	1,9	5,3	7,6	10,4

Tabella 16: Statistiche mensili osservate, da GCM e simulate con downscaling.

Calcolate le necessarie statistiche, grazie al control run, anche gli scenari di temperatura e precipitazioni 2010-2100 sono stati a loro volta sottoposti a downscaling, ottenendo le proiezioni corrette per le 3 Representative Concentration Pathways rese disponibili dal modello climatico considerato: le RCP 2.6, 4.5 e 8.5.

Analizzando innanzitutto le temperature medie annuali, nel corso dei 91 anni considerati, si registra un aumento per tutti e tre gli scenari; la RCP 8.5 prevede addirittura un incremento di 4,4°C tra le medie annuali del 2010 e quelle del 2100, contro i circa +0,5°C della RCP 2.6.

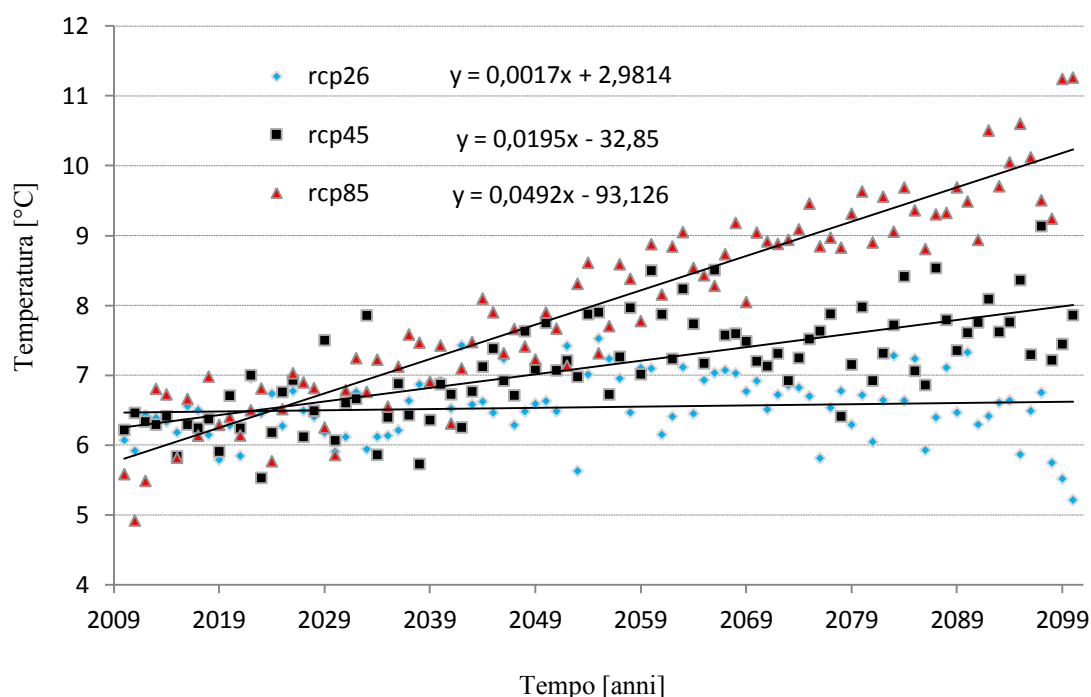


Figura 82: Temperature di scenario, medie annuali di El Yeso Embalse.

Risulta interessante valutare anche i cambiamenti a livello di medie mensili, come è più facile apprezzare dai grafici.

Plottando le medie mensili attuali osservate a fronte di quelle previste dalle diverse RCPs (figura 66) si hanno in alcuni casi differenze molto marcate (le medie mensili sono calcolate considerando tutto il periodo 2010-2100), soprattutto per i mesi caldi di dicembre e gennaio (più di 3°C di differenza tra medie mensili odierne e quelle secondo RCP 8.5). In tutti i mesi dell'anno e secondo tutti gli scenari si manifesta dunque un incremento di temperatura.

Osservando meglio l'evoluzione temporale della RCP 2.6 (figura 84), si nota come per molti mesi dell'anno le medie mensili massime vengano raggiunte intorno alla metà del secolo, coerentemente al picco di forzante radiativa caratteristico dello scenario.

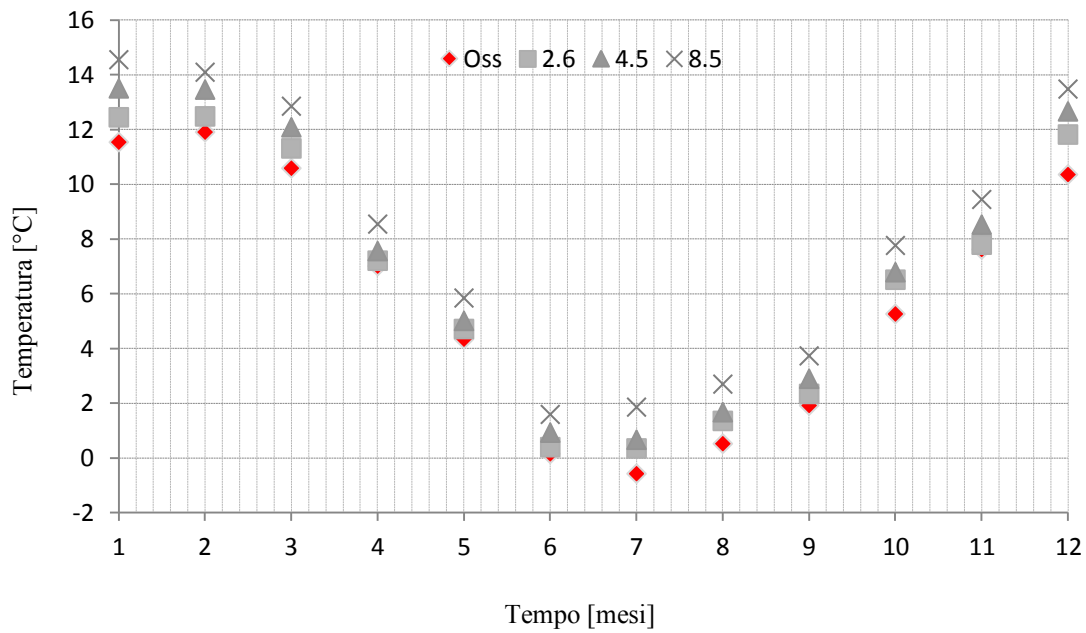


Figura 83: Medie mensili osservate e di scenario secondo le tre RCP.

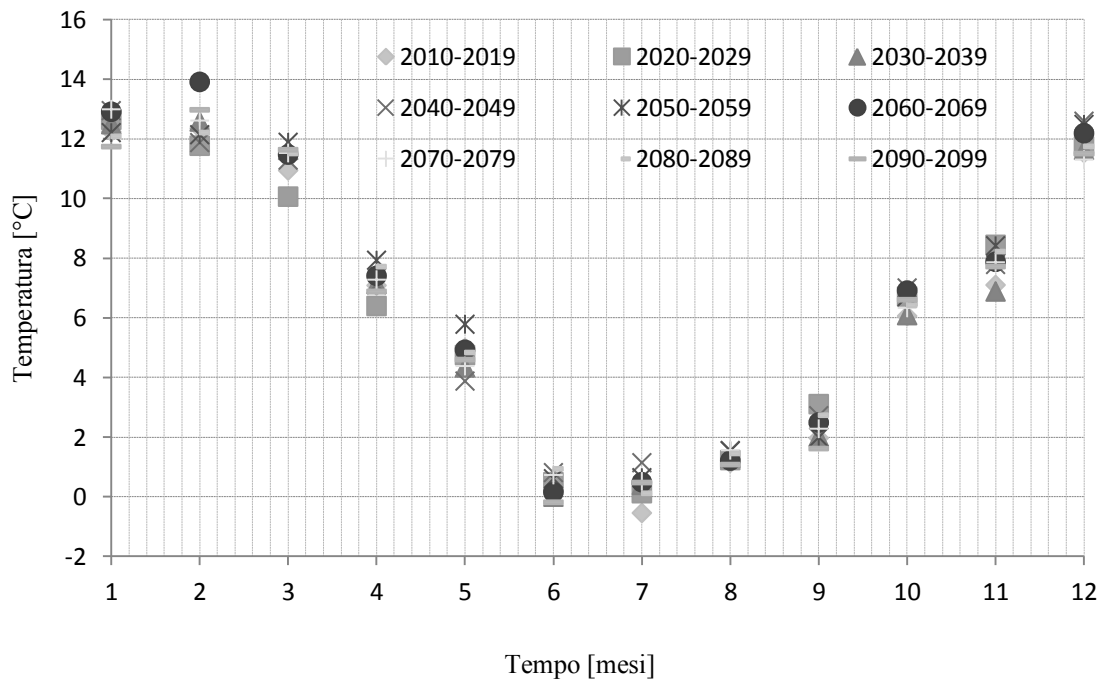


Figura 84: Medie mensili secondo RCP 2.6 per i diversi decenni.

Per la forzante 8.5 come prevedibile, si ottengono invece i valori massimi a fine secolo, perché non si raggiunge alcuna stabilizzazione.

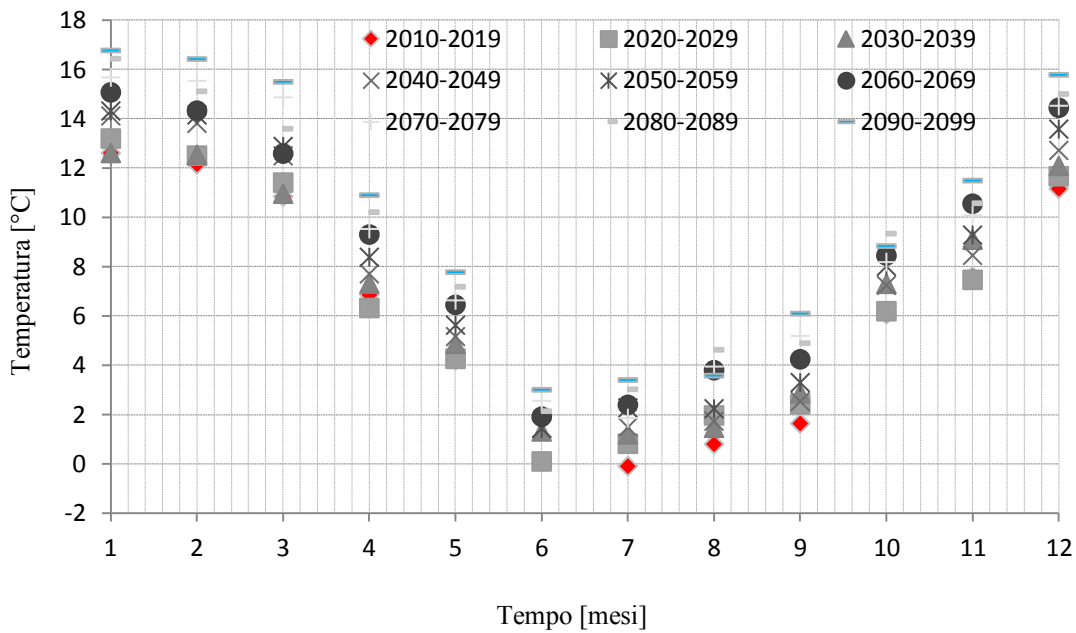


Figura 85: Medie mensili secondo RCP 8.5 per i diversi decenni.

Si è poi indagata l'evoluzione temporale delle temperature a livello di medie mensili, in funzione delle RCPs, esattamente come è stato fatto sulle medie annuali. Gli incrementi più significativi si manifestano per le RCPs 4.5 e 8.5, come visibile dalle medie di gennaio e giugno sotto riportate; su questi mesi la RCP 2.6 prevede invece una media circa immutata agli estremi dell'arco temporale considerato.

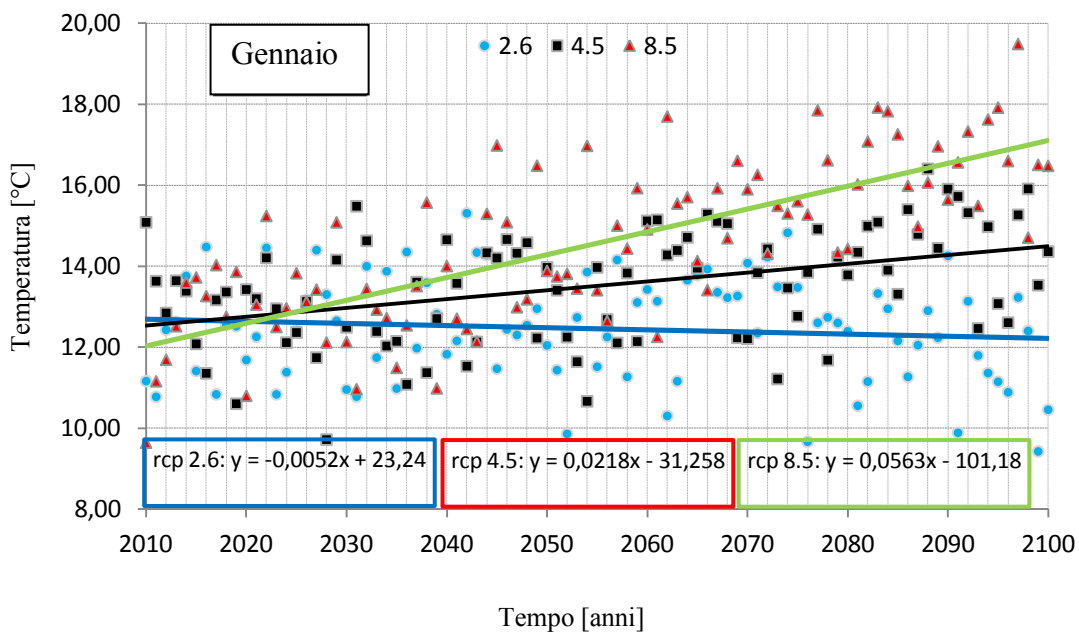


Figura 86: Medie mensili di gennaio nel tempo secondo gli scenari.

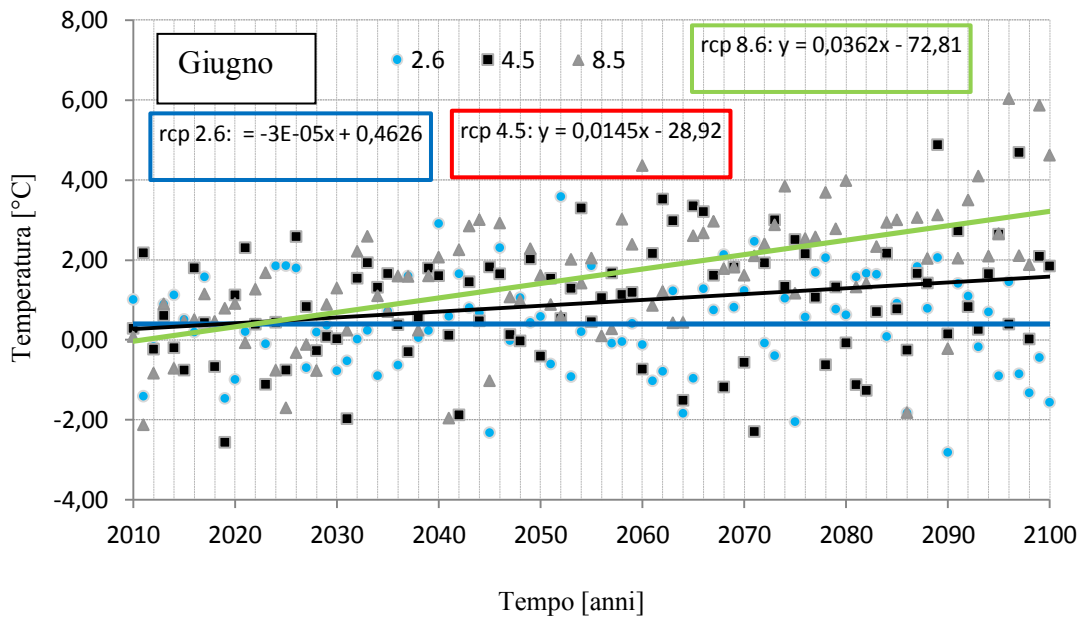


Figura 87: Medie mensili di giugno nel tempo secondo gli scenari.

Più difficile risulta individuare un trend netto e definito relativamente alle precipitazioni. Tendenzialmente tutte le forzanti mostrano decenni con incrementi nelle medie mensili ed altri con invece delle contrazioni delle precipitazioni. Solo il mese di giugno, quello con i valori più alti, registra comunque una prevalenza di decenni con variazioni positive dei valori di pioggia. Le variazioni oscillano a seconda del mese considerato e dei decenni.

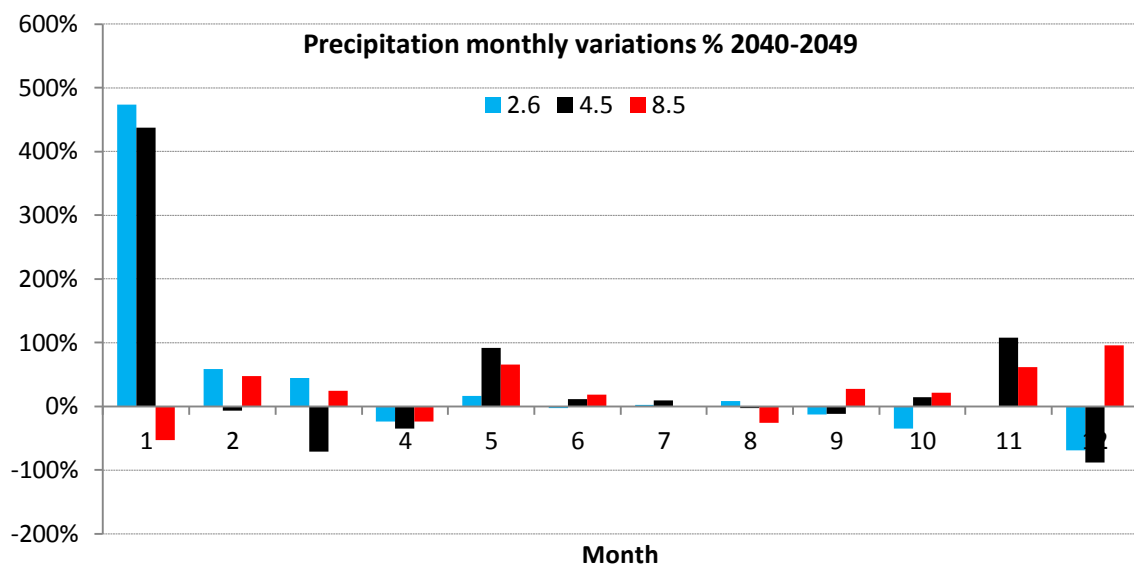


Figura 88: Variazioni percentuali delle medie mensili di pioggia per le diverse RCP sul decennio 2040-2049.

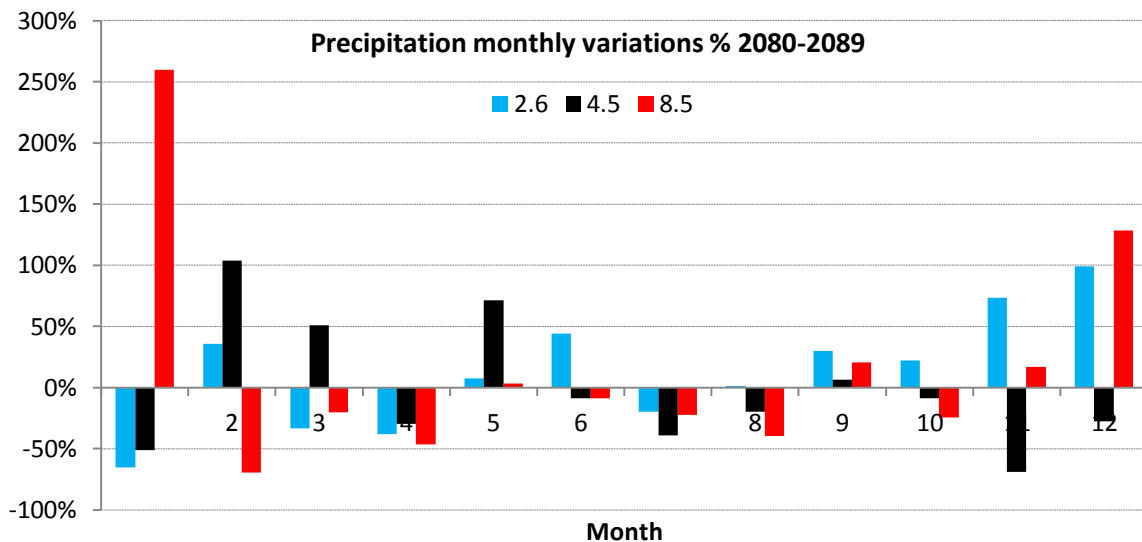


Figura 89: Variazioni percentuali delle medie mensili di pioggia per le diverse RCP sul decennio 2040-2049.

L'aspetto interessante che si può dedurre da alcuni decenni è la tendenza ad un incremento di pioggia nei mesi caldi di gennaio e dicembre; essa però non si ripropone sistematicamente in tutti i decenni. Per completezza si riportano anche gli istogrammi di pioggia mensile media, per i diversi decenni e a seconda dell' RCP considerata, anche se come detto risulta difficile individuare con chiarezza delle tendenze costanti.

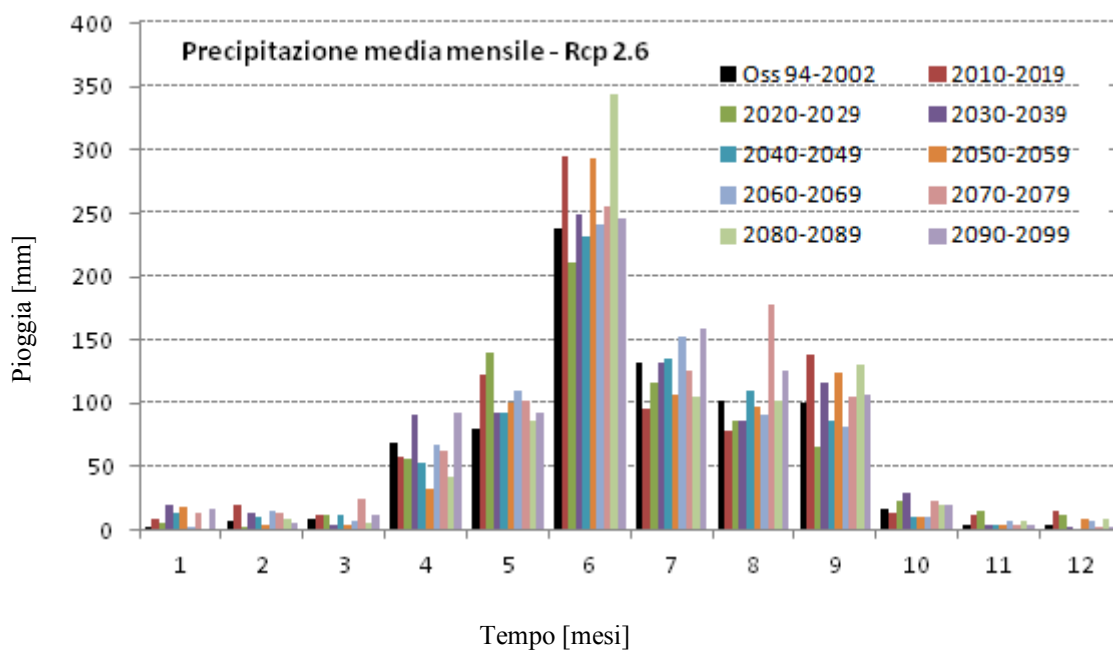


Figura 90: Medie mensili osservate e di scenario nei diversi decenni, RCP 2.6.

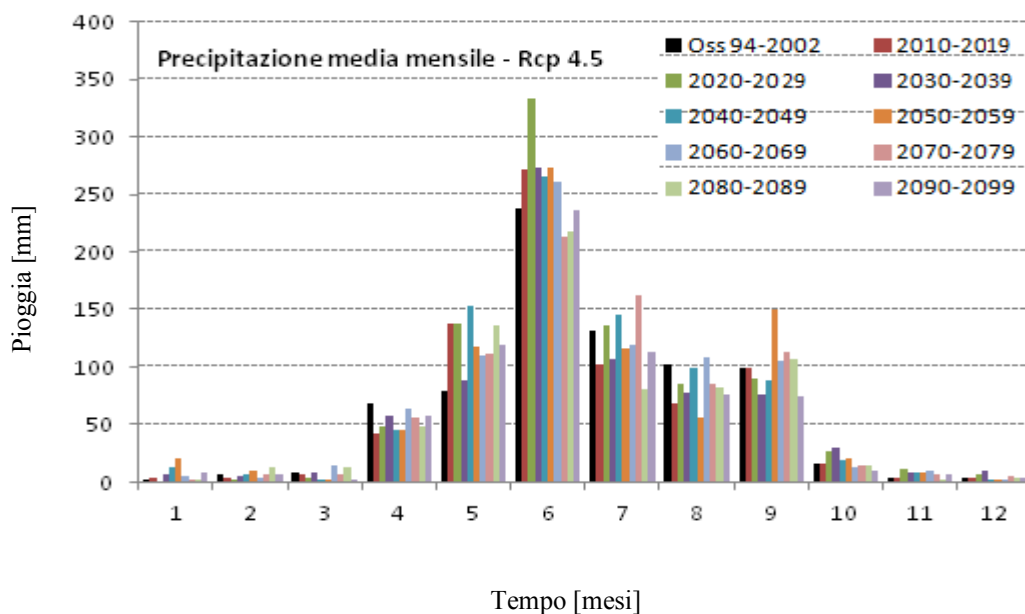


Figura 91: Medie mensili osservate e di scenario nei diversi decenni, RCP 4.5.

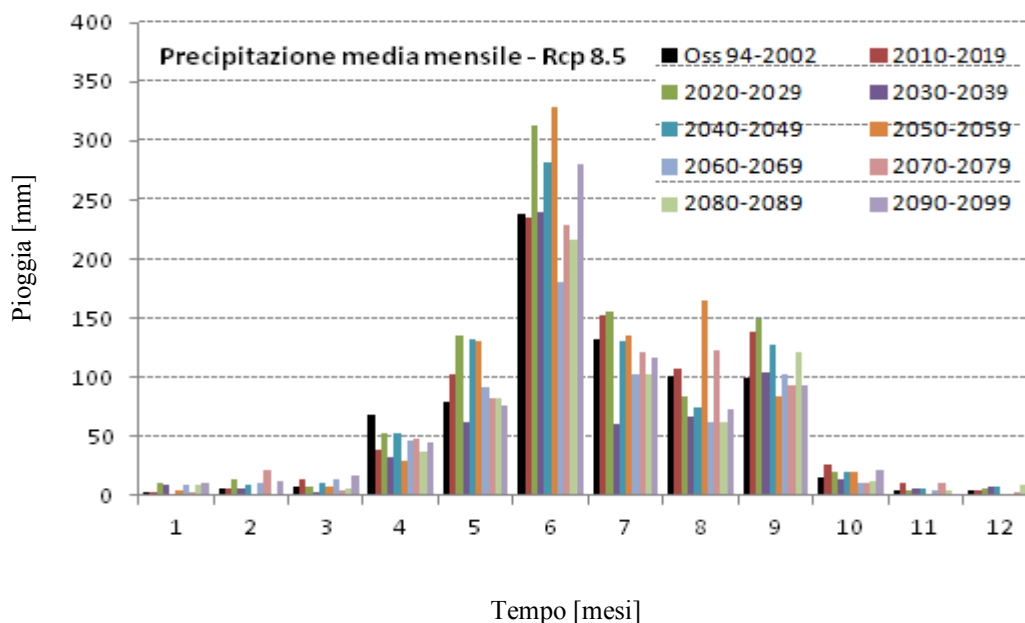


Figura 92: Medie mensili osservate e di scenario nei diversi decenni, RCP 8.5.

Le medie mensili previste dal GCM nei mesi di piogge più abbondanti (mesi freddi di giugno-luglio), hanno valori anche molto diversi considerando i vari decenni, forse perché influenzate dalle ricorrenze di El Niño.

Correlando di anno in anno le cumulate mensili si ottiene invece un andamento di crescita nelle precipitazioni solo per la prima RCP, mentre le altre due mostrano una pendenza lievemente negativa nella retta di regressione. Si riporta il mese più significativo (giugno).

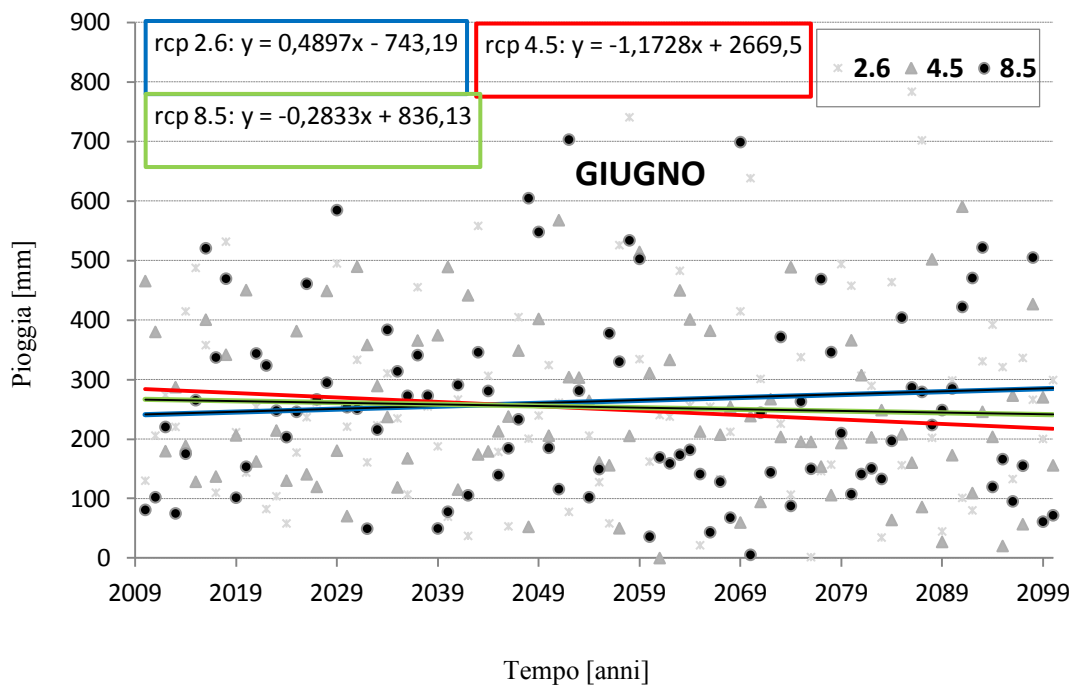


Figura 93: Cumulate mensili di precipitazioni secondo le RCPs 2010-2100 (giugno).

Per concludere si sono calcolate le cumulate annuali per tutte le forzanti e le si sono mediate per decenni, tentando anche in questo caso di estrapolarne un trend di variazione; come aspetto più evidente si può dedurre che la RCP 2.6 si distingue per ben 7 decenni su 9 con valori superiori a quelli osservati tra il 1994 e il 2002.

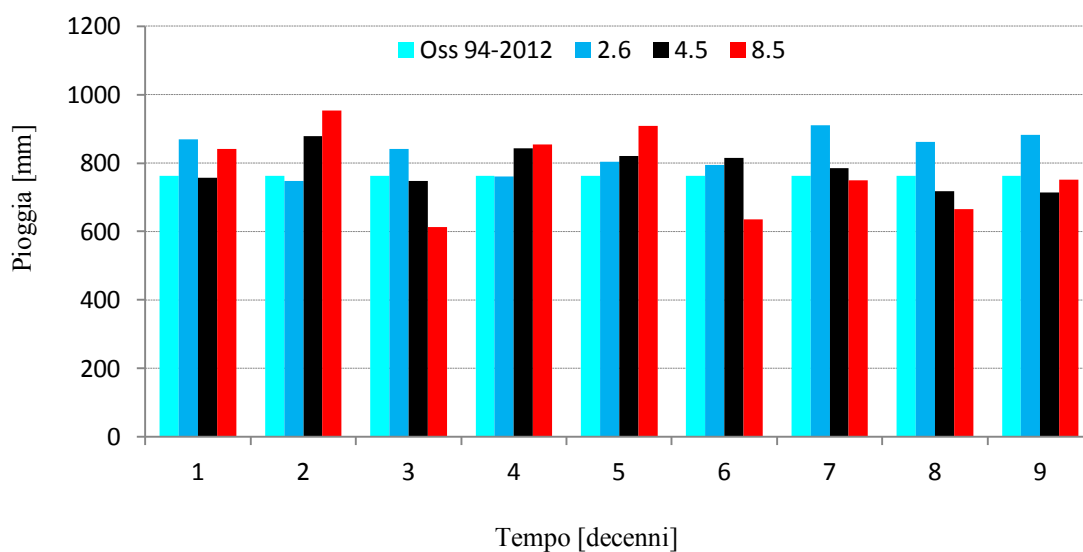


Figura 94: Evoluzione delle cumulate di pioggia per decenni a seconda delle RCP.

5.6 – Conseguenze su ghiacciai e copertura nivale

Il modello glacio-idrologico calibrato e validato è stato alimentato con gli inputs di temperatura e precipitazioni delle tre RCPs; in particolare si sono condotte le simulazioni dei tre scenari 2010-2100 in modalità TRMM + MODIS, ovvero utilizzando le distribuzioni spaziali sia per le temperature che per le precipitazioni, in quanto questa combinazione ha portato alle prestazioni migliori nelle fasi precedentemente illustrate.

Prima di approfondire i mutamenti inerenti il regime idrologico del bacino, si è voluto verificare quale fosse l'evoluzione dei ghiacciai prospettata dai 3 diversi scenari e le variazioni mediamente subite dalla copertura nivale.

Poiché il modello idrologico tiene conto della dinamica degli spessori di ghiaccio (valutando nel corso della simulazione le fusioni, il flusso glaciale e il nuovo ghiaccio proveniente dagli accumuli nivali), è possibile estrarre una mappatura degli spessori di ogni cella nel corso del tempo e a seconda dello scenario con cui si alimenta il processo. Le matrici di altezza del ghiaccio che descrivono il bacino possono essere estratte per esempio per la fine del secolo, in modo da valutare i potenziali cambiamenti che incombono sulla criosfera del bacino, e successivamente relazionarli con i mutati regimi idrologici. Il software GIS permette ancora una volta di georeferenziare gli spessori di scenario, per poter confrontare anche visivamente le variazioni.

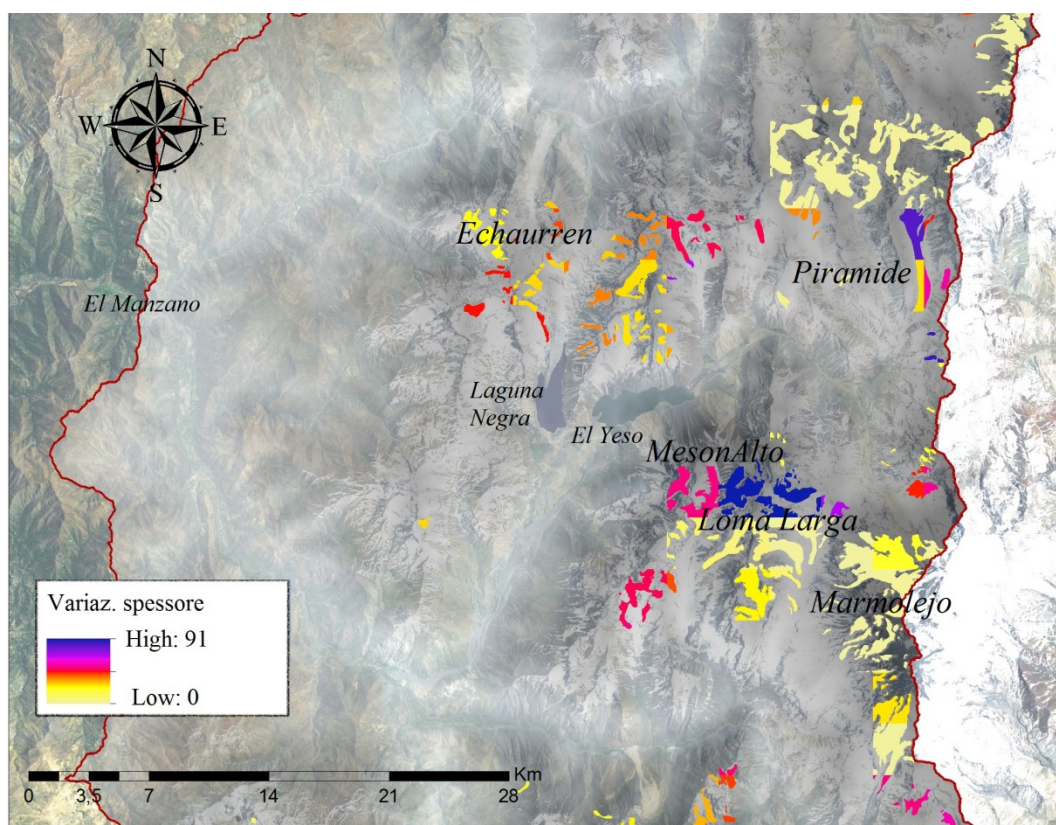


Figura 95: Dettaglio delle variazioni di spessore 2012-2100 dei ghiacciai odierni secondo RCP 8.5.

Dalla mappa sopra riportata si ricava un valore massimo di fusione in corrispondenza del ghiacciaio Loma Larga, con un assottigliamento dello spessore circa costante per tutti gli anni sino al 2100. Infatti è possibile estrarre dalle simulazioni del modello l'altezza di ghiaccio relativa alla cella occupata da tale ghiacciaio, giorno per giorno, e si nota come né il flusso glaciale né l'alimentazione nivale sono sufficienti a colmare i tassi di fusione particolarmente elevati previsti dal modello per questa cella.

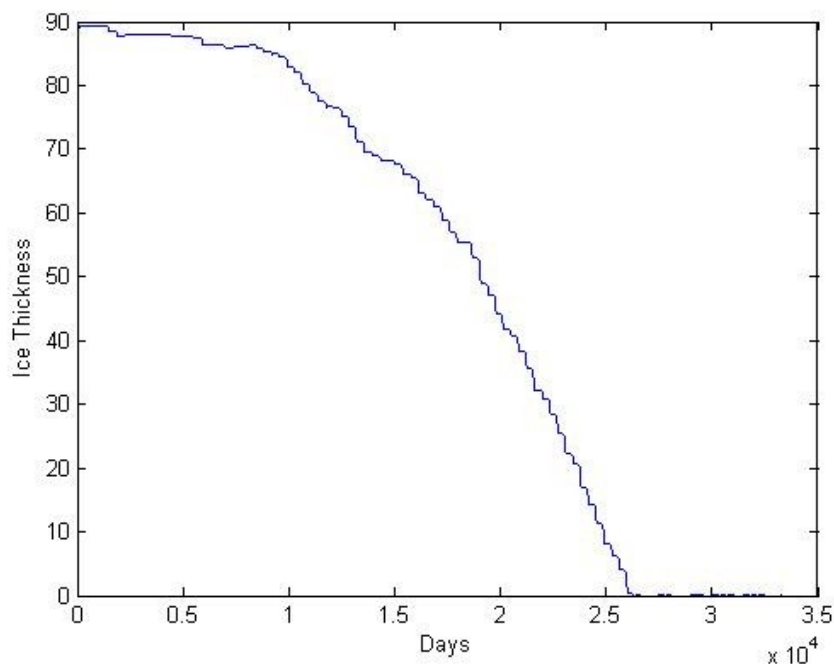


Figura 96: Evoluzione temporale RCP 8.6 2010-2100 dello spessore di ghiaccio nella cella occupata dal ghiacciaio Loma Larga.

Le mappe di spessore del ghiaccio sono in seguito state trasformate in shape files di semplice copertura: non è più presente l'informazione degli spessori, ma si possono calcolare le aree totali dei ghiacciai ancora esistenti (spessori > 0 m), effettuare i confronti tra 2012 e 2100 e definire le variazioni previste dalle tre diverse RCPs, in termini di superficie glaciale:

- RCP 2.6 – perdita del 48,6%;
- RCP 4.5 – perdita del 56,3%;
- RCP 8.5 – perdita del 63,2%

Le variazioni di copertura glaciale sono piuttosto preoccupanti, con valori sorprendentemente alti; se si pensa però che dal 1970 ad oggi è già scomparso circa il 50% dei ghiacciai delle Ande (Rabatel, 2013), a fronte di un incremento medio di temperatura di 0,7°C, i risultati di questo modello idrologico potrebbero essere plausibili, soprattutto con gli aumenti di temperatura previsti dalle forzanti 4.5 e 8.5.

Una mappatura GIS consente di confrontare le diverse coperture a fine secolo secondo le RCPs con quella odierna.

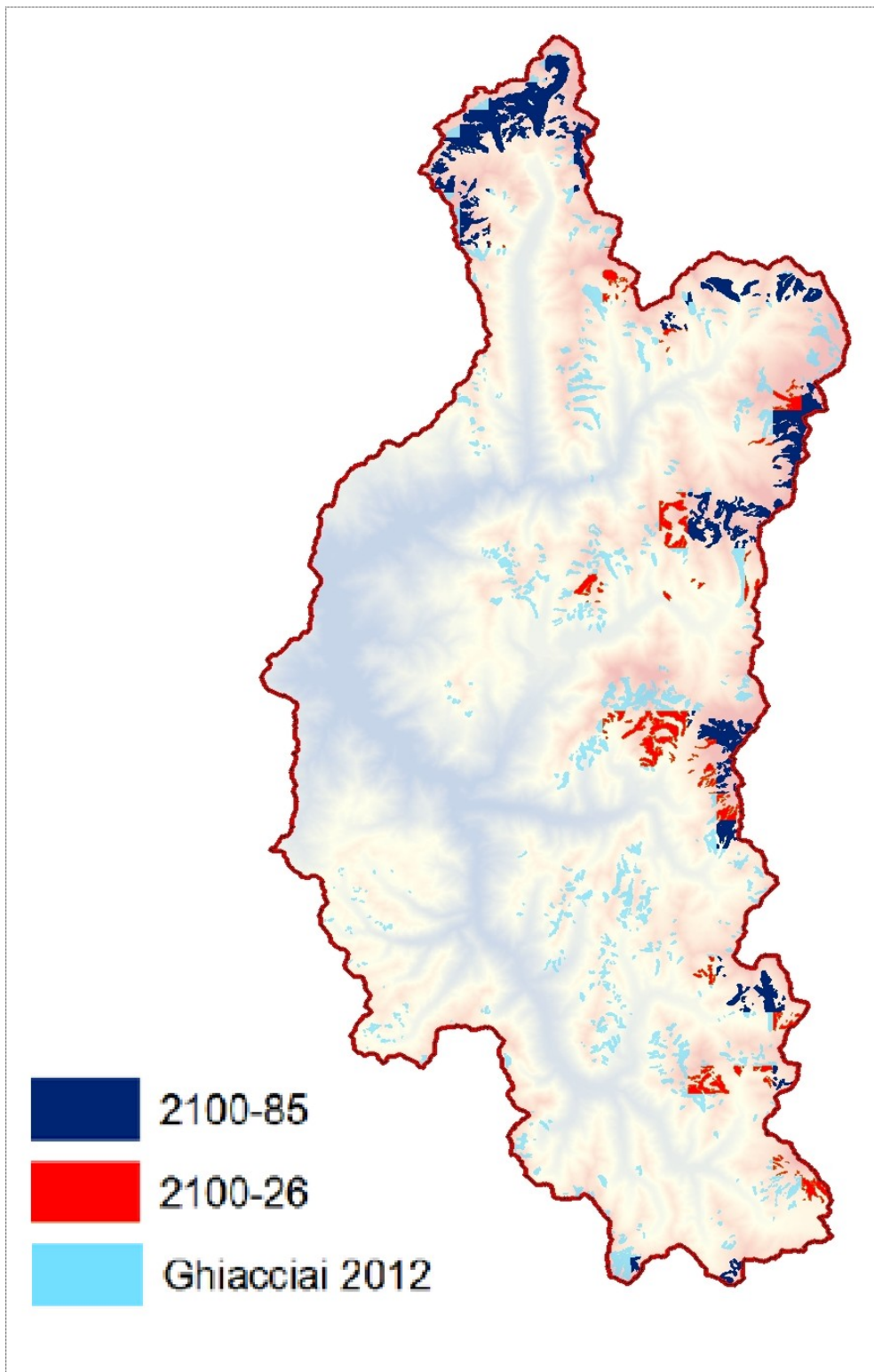


Figura 97: Coperture glaciali nel 2100 secondo il modello alimentato con RCPs 2.6 e 8.5, a confronto con i ghiacciai odierni.

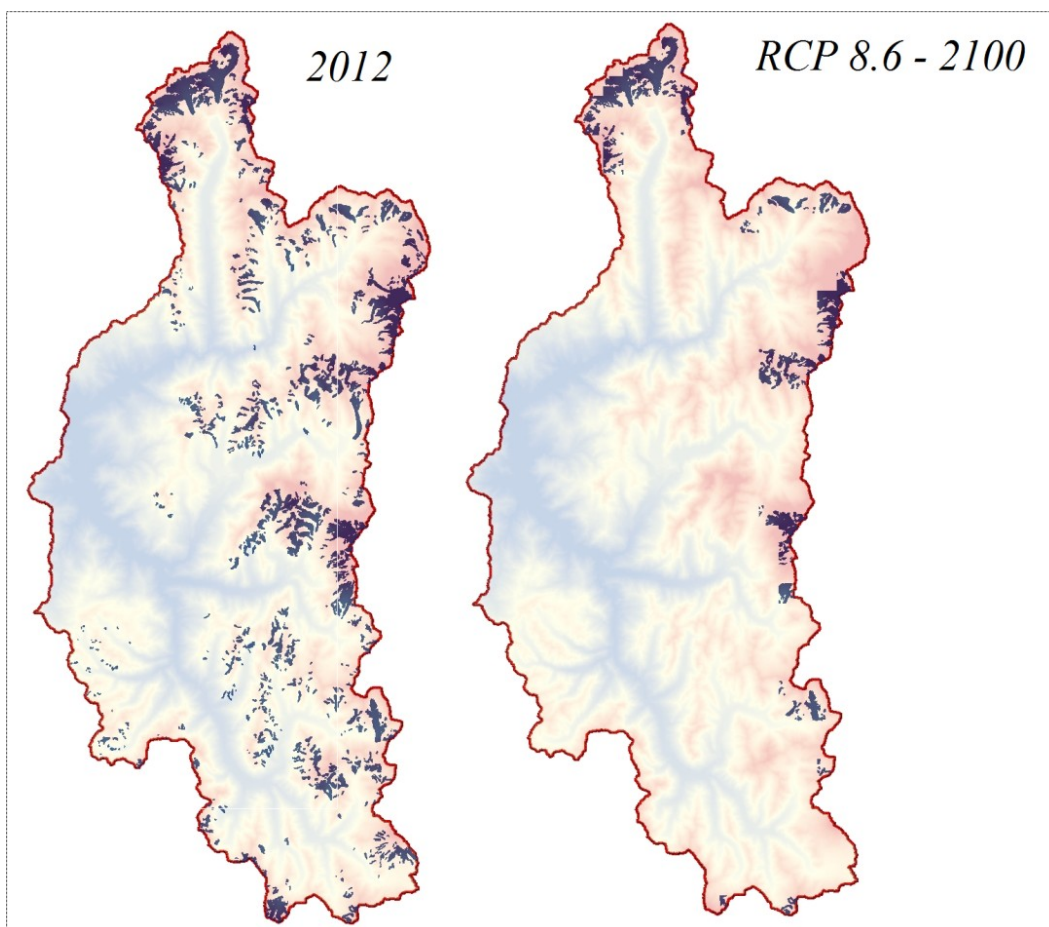


Figura 98: Evidenziazione delle variazioni di copertura glaciale simulata secondo RCP 8.6.

Come anticipato le conseguenze degli scenari sono state valutate anche a livello di altezze e coperture nivali. Già a livello di spessori di neve simulati, nella maggior parte delle celle del modello si osserva distintamente una tendenza di graduale diminuzione tra il 2010 e il 2100. Le riduzioni delle altezze del manto si notano come prevedibile più per la RCP 8.6 e in generale trovano spiegazione nell'incremento di temperatura (che riduce la frazione solida delle precipitazioni) rilevato negli scenari, più che ad una contrazione delle nevicate, visto che dall'analisi del paragrafo precedente non si è riscontrato con chiarezza questo tipo di variazione delle precipitazioni. Anche nella stessa cella di cui si è riportato il grafico dello spessore di ghiaccio (figura 96), nei pressi del ghiacciaio Loma Larga, le altezze della neve tendono a diminuire nel corso dei 90 anni simulati. Le altezze sono riportate in millimetri di Snow Water Equivalent in figura 99.

Per avere invece una visione globale delle variazioni si è calcolata una media matriciale delle altezze della neve simulata per ogni mese su tutta la griglia del bacino, per due archi temporali distinti: 2008-2012 e 2090-2100, per ognuna delle tre RCPs. In questo modo di nuovo grazie al software Gis si sono potute per esempio confrontare le mappe di coperture nivali, una volta effettuata la conversione altezze-coperture, come per il ghiaccio.

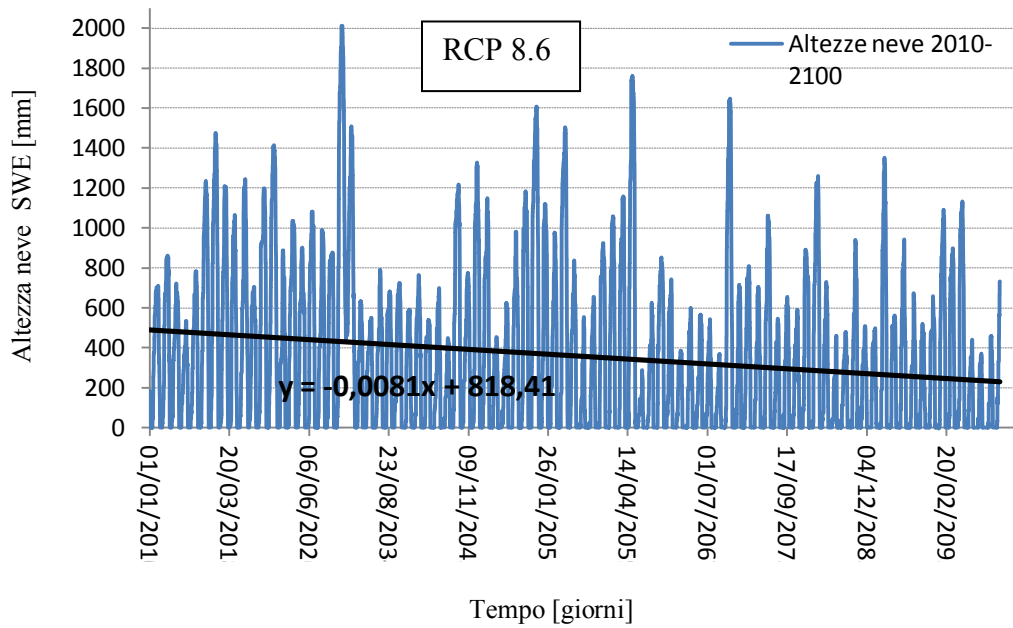


Figura 99: Altezze della neve simulata nella cella del ghiacciaio Loma Larga, RCP 8.6.

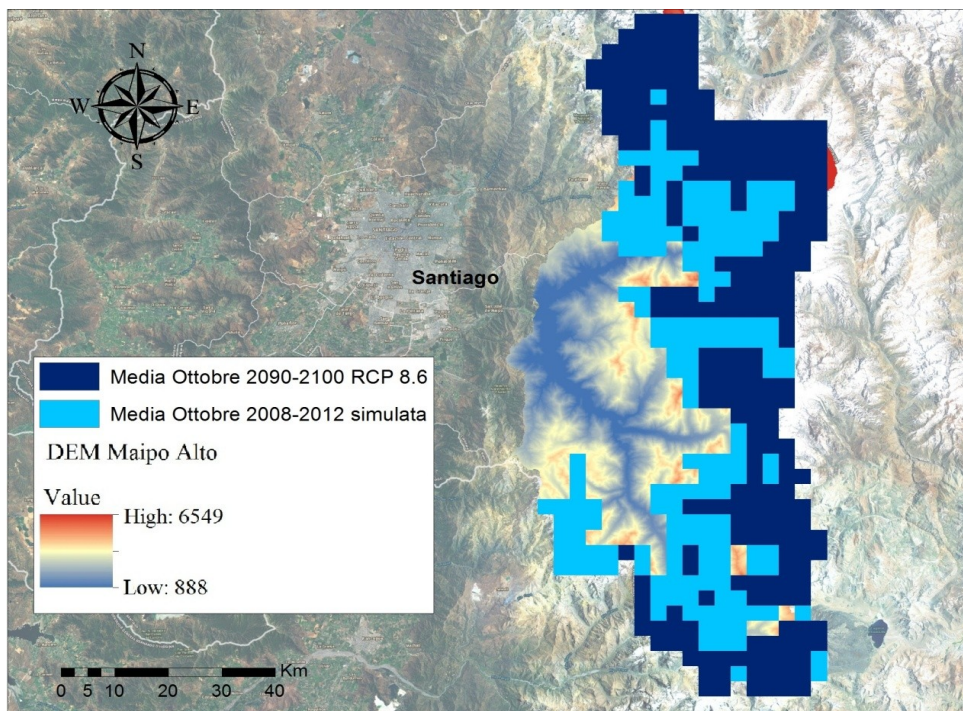


Figura 100: Confronto tra coperture nivali simulate medie per ottobre, “oggi” e a fine secolo (RCP 8.6).

Il caso di ottobre, il mese in cui tendenzialmente inizia la fusione nivale primaverile, mostra chiaramente come lo scenario considerato porti a una riduzione significativa della copertura nivale simulata, suggerendo che mediamente il bacino dispone di minori

“risorse” per le piene nivali estive, oltre alle ridotte aree coperte dai ghiacciai. In termini areali si stima una perdita del 40%; considerando le quote delle celle mediamente coperte da neve, grazie al DEM, si può calcolare che la quota media si alza di circa 250 metri. Nel mese caldo di gennaio la quota minima della copertura nivale, come dire una stima del limite delle nevi perenni, si alza invece di 370 metri, per un aumento di temperatura di circa 4°C. A confronto di tale stima si può far riferimento alle osservazioni di uno studio di Vargas e Martinez del 1993 (Rio Mapocho), il quale prevede che un aumento di 2°C possa determinare un innalzamento delle nevi perenni di poco meno di 300 m.

5.7 – Conseguenze sul regime idrologico

Dagli scenari climatici e dalle previsioni su criosfera e manto nevoso appena descritti, è ragionevole aspettarsi dei cambiamenti nel regime idrologico del bacino. Ricapitolando si prevede un aumento delle temperature, una tendenza alla riduzione delle coperture nivali e la scomparsa di numerosi ghiacciai. Le conseguenze sul regime idrologico sono già visibili se si confrontano l'idrogramma osservato 1994-2006 con quello simulato 2090-2100 secondo le RCPs.

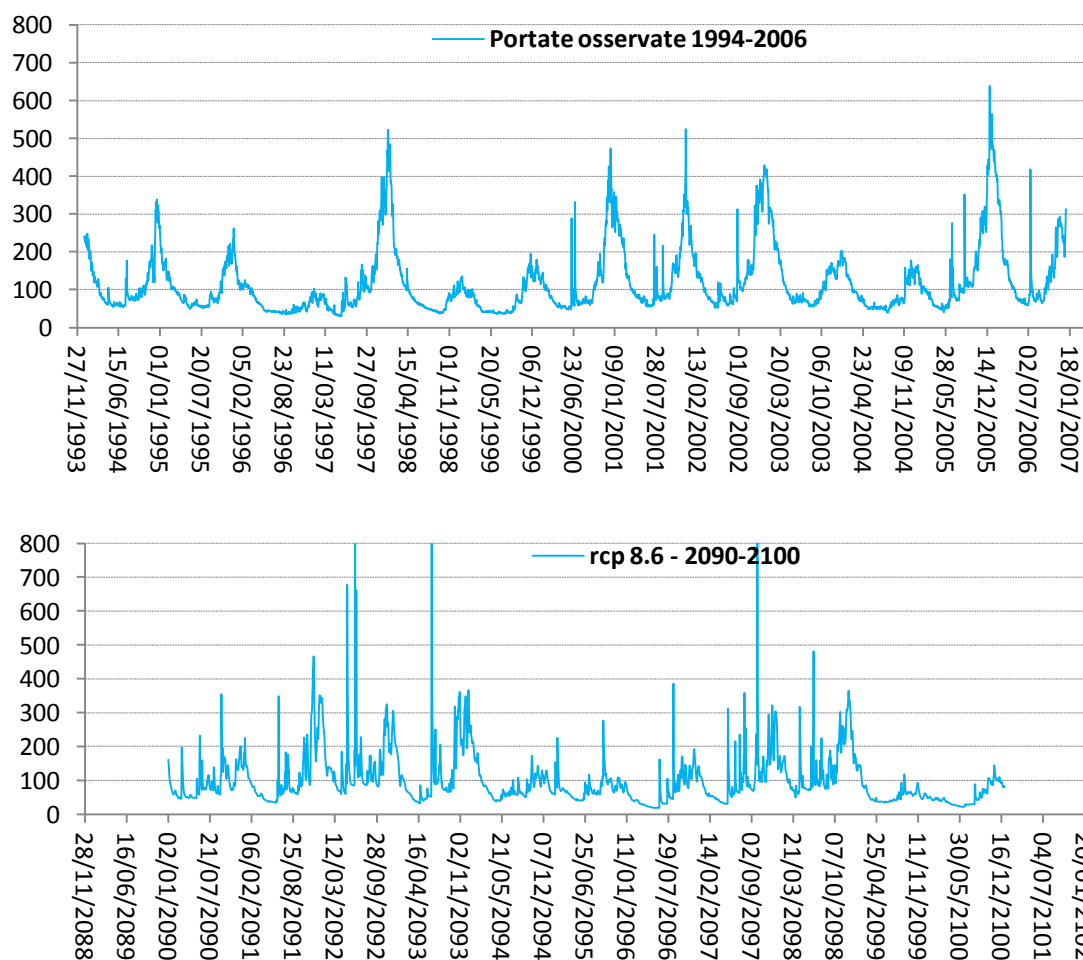
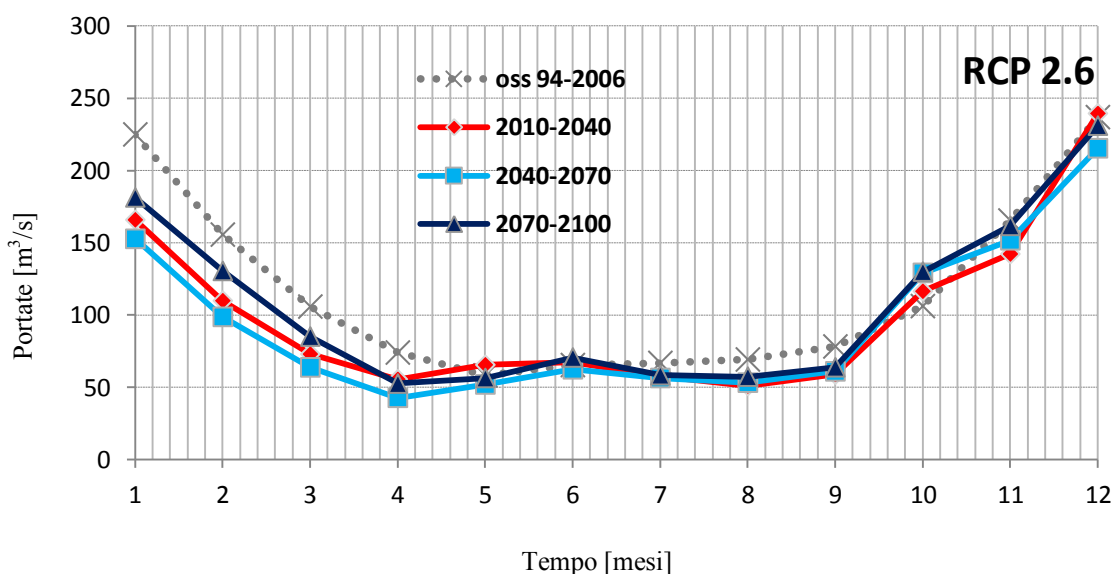


Figura 101: Confronto tra idrogramma osservato (1994-2006) e di scenario (RCP 8.6 2090-2100).

Considerando per esempio l'idrogramma del decennio 2090-2100 previsto dalla RCP 8.5 (la più "pessimista"), si può già notare come i picchi nivali non superino praticamente mai i 400 m³/s e alcuni di essi, in seguito ad inverni poco piovosi, sono inferiori persino ai 200 m³/s; sembrano invece aumentare gli eventi estremi di piene pluviali. Nel periodo 1994-2006 le portate osservate registrano invece ben 5 piene nivali (periodi caldi) al di sopra dei 400 m³/s. Indipendentemente dal tipo di piena nei 4748 giorni di misurazione delle portate tra il 1994 e il 2006 si hanno 89 giorni di portata superiore ai 400 m³/s (1 giorno su 53), mentre sui 4017 valori di portata simulati secondo lo scenario soltanto 28 superano tale quantitativo (1 giorno su 143). I contributi da ablazione glaciale saranno probabilmente molto ridotti rispetto a quelli odierni, determinando portate minori nella tarda stagione di fusione. Le aumentate temperature della forzante considerata influiranno però anche sull'accumulo di neve, riducendolo drasticamente a favore invece di frazioni sempre più consistenti di precipitazioni liquide; così quelle che oggi sono precipitazioni nivali in futuro potrebbero divenire pioggia sino a quote più elevate, portando a delle piene durante gli stessi inverni e riducendo la fusione nivale nel corso dell'estate. Analizzando più nel dettaglio le variazioni di regime idrologico, risulta interessante considerare le medie mensili di portata nel corso del tempo, valutandole su archi di una trentina d'anni: 2010-2039, 2040-2069, 2070-2100. Il procedimento è stato ripetuto per ognuna delle tre RCPs, riportando sempre anche la curva delle medie mensili osservate (1994-2006), per facilitare il confronto. Le differenze sono nette in tutte gli scenari, soprattutto in corrispondenza delle medie dei primi mesi dell'anno (estate): a gennaio, le portate medie mensili 2070-2100 e conseguenti alla RCP 8.6 non superano i 133 m³/s, contro i 225 m³/s di media osservata sullo stesso mese, tra 1994 e 2006. Nei mesi primaverili e tardo-primaverili (novembre e dicembre) le medie sono invece confrontabili, perché gli aumenti di temperatura previsti provocano alti tassi di fusione del manto nevoso disponibile, seppur più esiguo; esso però si riduce più rapidamente, determinando infatti in estate (da gennaio in poi) nette contrazioni di portate.



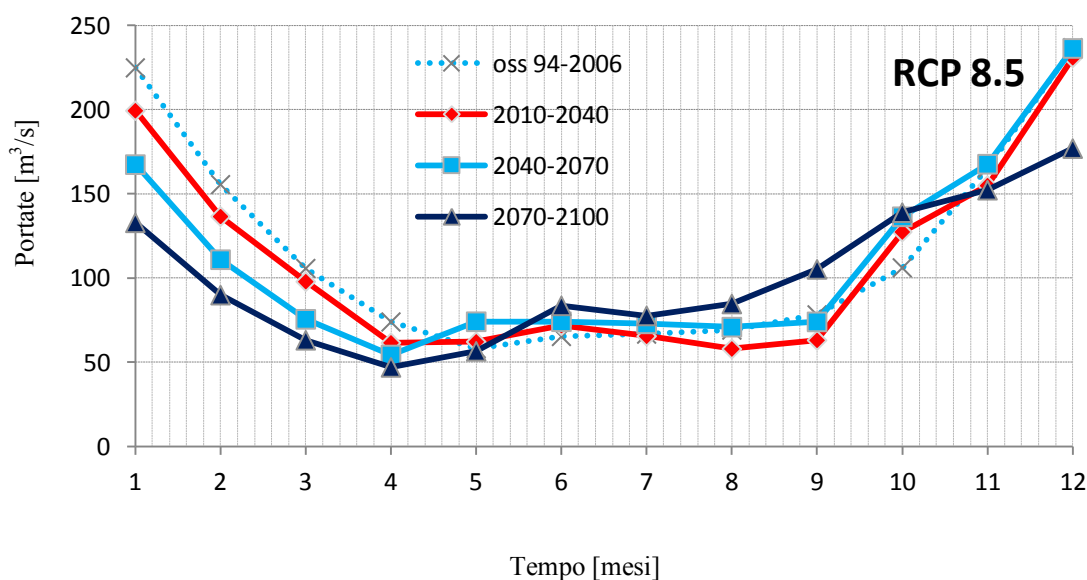
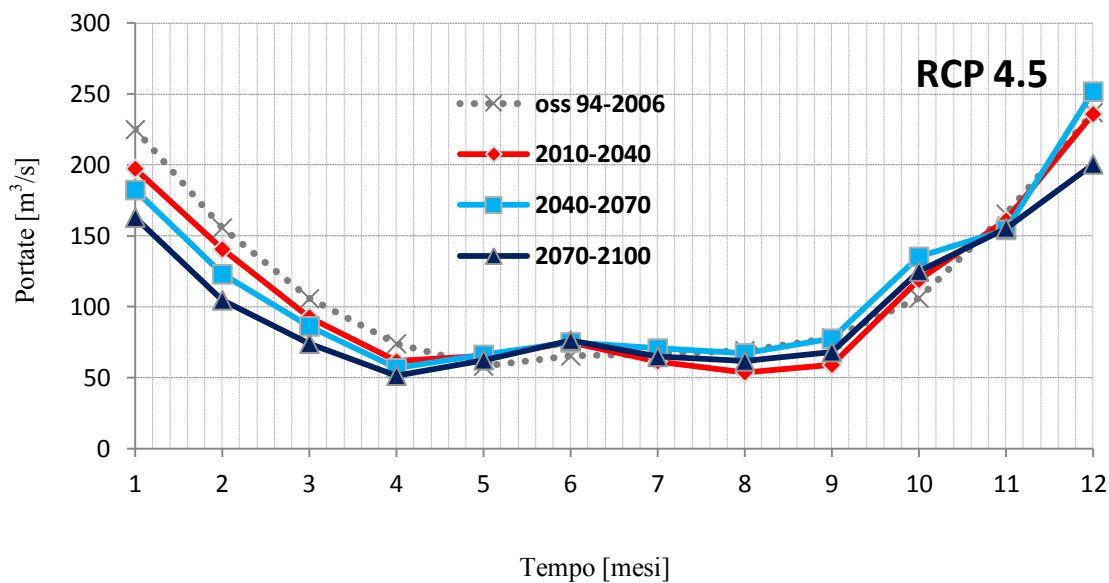


Figura 102: Medie mensili di portata osservate e simulate nei tre trentenni per le tre RCPs.

Il deficit previsto si mantiene per tutta la tarda stagione di fusione, sino ad aprile, verosimilmente a causa delle coperture di ghiaccio in forte ritirata e agli accumuli di neve più esigui o comunque relegati alle fasce di quota superiori. Risultati simili sono stati ottenuti nella modellazione del bacino Limari del Norte Chico (cfr. paragrafo 2.6).

Durante il periodo invernale invece le variazioni diventano meno marcate, con un accenno di portate medie maggiori visibile più che altro per la RCP 8.6, il che si può associare al prevalere delle piogge sulle nevicate, visti gli incrementi importanti di temperatura. Dunque aumentano le piene invernali pluviali rispetto a quelle sporadiche attuali. Tutto lascia dunque supporre che il bacino perda almeno in piccola parte l'originario regime a forte carattere nivale, a favore di un andamento in cui comincia a farsi sentire maggiormente l'influenza delle fasi liquide delle precipitazioni.

Questo è visibile già nelle linee spezzate appena descritte, meno regolari nella forma attuale dei picchi nivali estivi, ma si può verificare con maggior precisione mediante il calcolo dei contributi, così come era stato effettuato per il periodo di calibrazione.

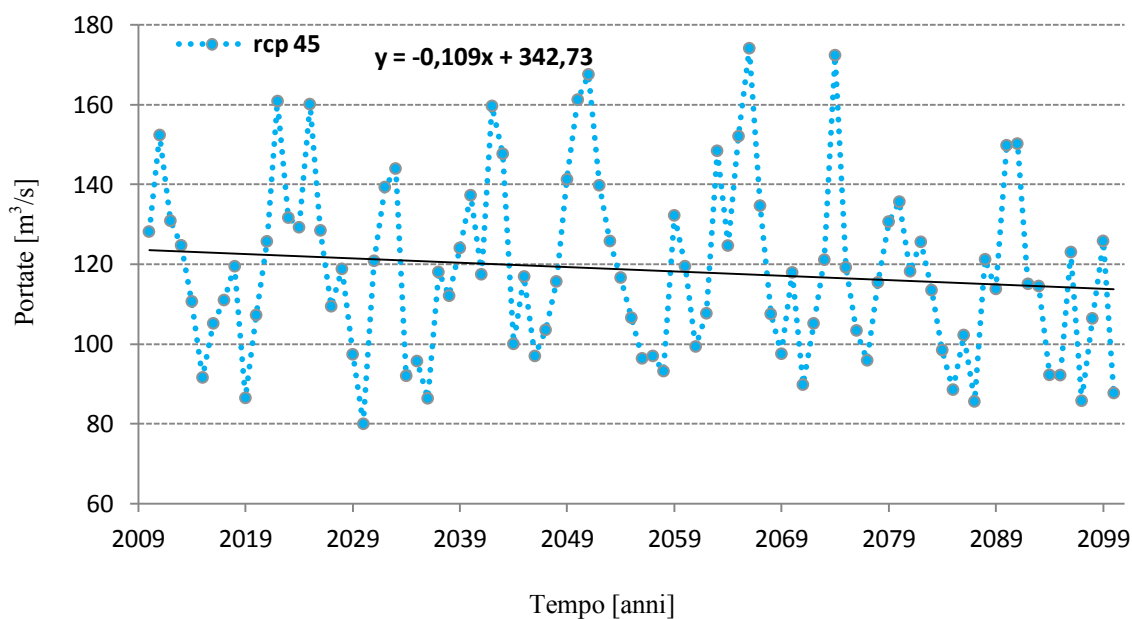
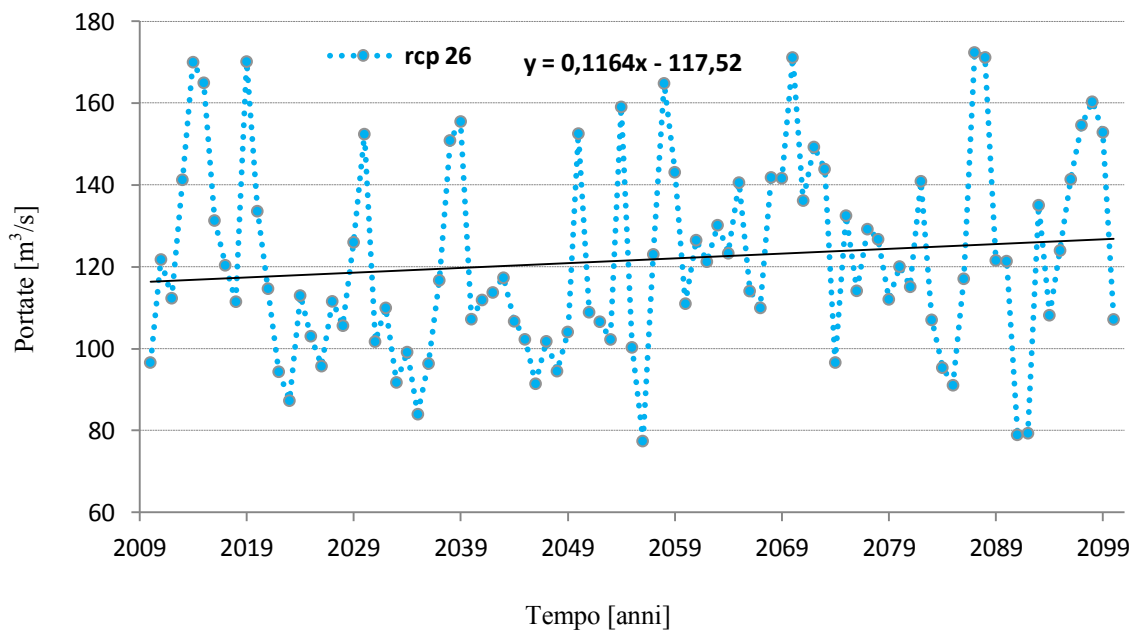
		Estate				Inverno				Estate			
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
NEVE [m³/s]		101,4	64,6	46,3	20,5	27,4	30,8	67,0	51,0	96,5	139,8	153,0	177,9
GHIACCIO [m³/s]		33,7	34,0	31,7	12,6	6,0	1,2	1,2	1,2	2,9	5,8	10,9	24,7
PIOGGIA E DEFLUSSO DI BASE [m³/s]		13,2	20,1	23,5	44,7	54,4	71,9	24,8	24,0	35,5	8,4	6,1	7,2
PORTATA TOT.		148,3	118,7	101,5	77,8	87,8	103,9	93,0	76,2	134,9	154,0	170,0	209,7
CONTRIBUTI [%]	NEVE	68,4	54,4	45,6	26,3	31,2	29,7	72,1	66,9	71,5	90,8	90,0	84,8
	GHIACCIO	22,7	28,7	31,2	16,2	6,8	1,1	1,3	1,6	2,2	3,7	6,4	11,8
	PIOGGIA E DEFLUSSO DI BASE	8,9	16,9	23,2	57,4	62,0	69,2	26,6	31,5	26,3	5,4	3,6	3,4

Tabella 17: Calcolo dei contributi % alla portata: neve, ghiaccio, pioggia e deflusso di base.

La tabella si riferisce ancora allo scenario 8.6, con i valori ottenuti dalle medie mensili delle diverse componenti sul periodo 2090-2100. Il modello restituisce dei contributi notevolmente cambiati rispetto a quelli simulati nel periodo 1994-2003, come si può vedere innanzitutto dalle percentuali delle portate di fusione nivale: in tutti i mesi il contributo nivale si riduce sensibilmente. Questo determina percentuali leggermente superiori per l'ablazione glaciale nel periodo di fusione, perché la linea della nevi perenni si alza e lascia scoperte le superfici dei ghiacciai per periodi più lunghi, accelerandone lo scioglimento. I contributi sono valori relativi alle portate totali, per cui se anche quelli del ghiaccio di scenario sono superiori a quelli attuali, i valori assoluti in m³/s rimangono in realtà inferiori, proprio per l'assottigliamento della criosfera del bacino.

Come prevedibile, sono le piogge a registrare gli aumenti più forti nei contributi percentuali, a totale conferma di quanto la stagionalità mensile delle portate lasciava presumere. Nel mese di giugno ora piogge e deflusso di base costituiscono il 69,2% delle portate totali del periodo, contro il 32,8% ottenuto in periodo di calibrazione, dimostrando come secondo lo scenario imposto il bacino assuma i connotati di un regime non più nivale, ma pluvio-nivale, o comunque con una ridotta dipendenza dalle fonti di fusione.

Il modello prevede dunque un cambiamento negli equilibri attuali di alimentazione delle portate, ma quel che preme anche valutare è semplicemente quanto varieranno le portate del Rio Maipo secondo gli scenari, a livello annuale e nel corso degli anni. Per questo si sono calcolate le medie annuali di portata e le si sono disposte sui seguenti grafici, per individuare eventuali variazioni. Per avere un'idea delle variazioni di lungo termine si sono rappresentate delle rette di regressione lineare, con annessa l'equazione il cui significato è semplicemente di valutare la pendenza positiva o negativa.



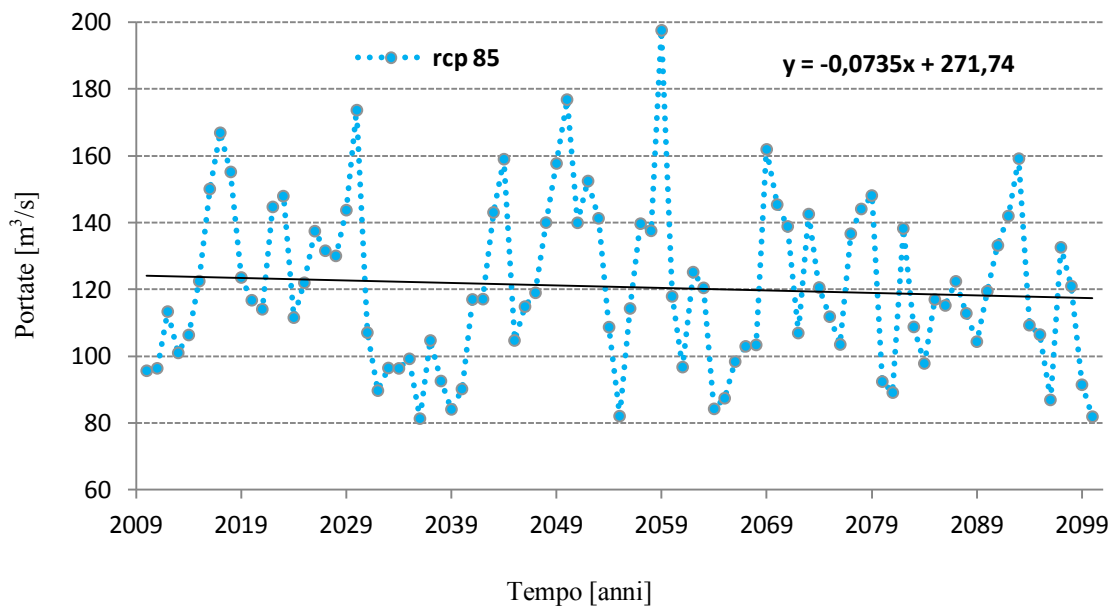
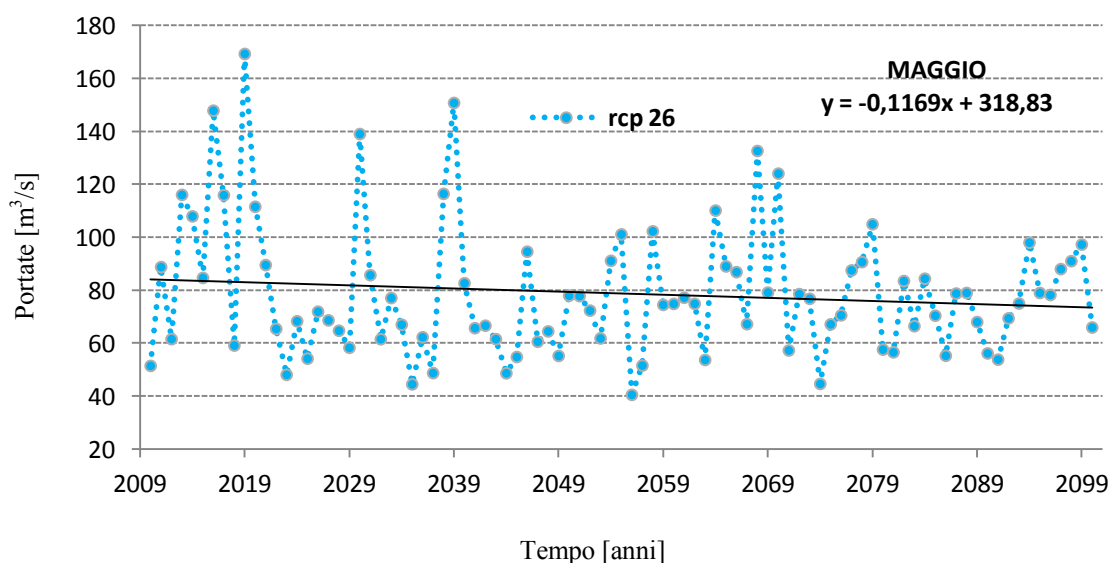


Figura 103: Medie annuali di portata 2010-2100 a seconda degli scenari.

Le pendenze mostrano come le RCPs 4.5 e 8.5 producano delle portate annuali in diminuzione nel corso degli anni, mentre la RCP 2.6 determina un aumento delle medie annuali, probabilmente correlabile con l'aumento di precipitazioni che l'analisi precedente ha lasciato intravedere in corrispondenza di tale scenario (figura 94). Poiché le medie annuali sono influenzate contemporaneamente da diversi fattori, quali per esempio piene pluviali invernali, periodi di magra e portate al colmo da fusione nivale, si è voluto dissociare le diverse componenti costruendo dei grafici analoghi ma sulle medie di portata di mesi ritenuti significativi; maggio per esempio è il mese con la media mensile minore, in quanto la stagione di fusione è ormai pressoché terminata e allo stesso tempo le intense piogge invernali non hanno ancora iniziato a scendere con l'intensità di giugno o luglio.



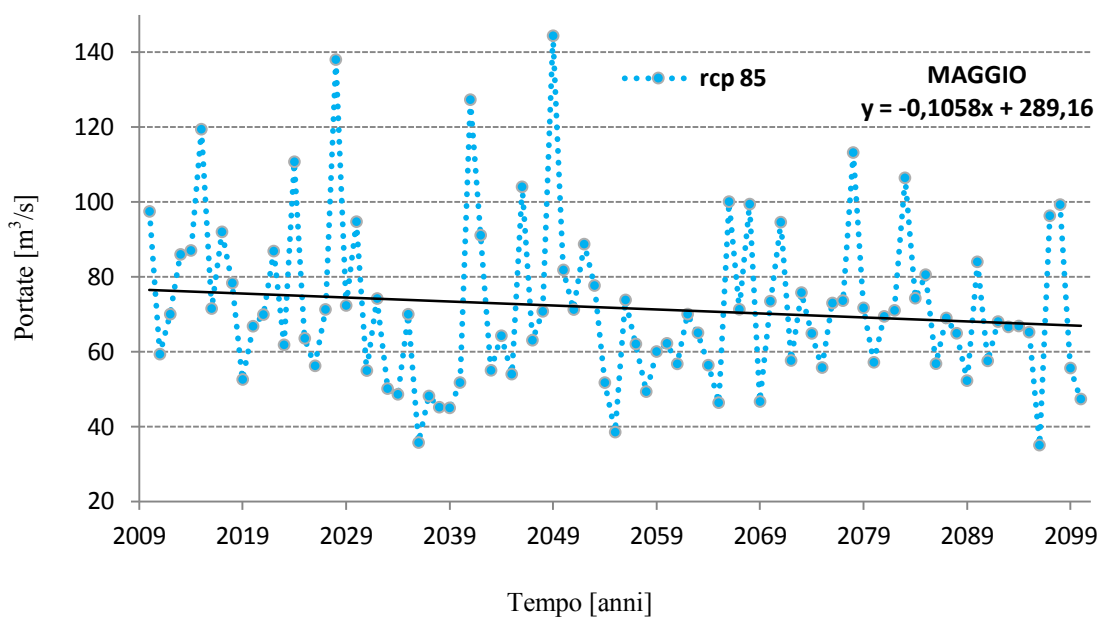
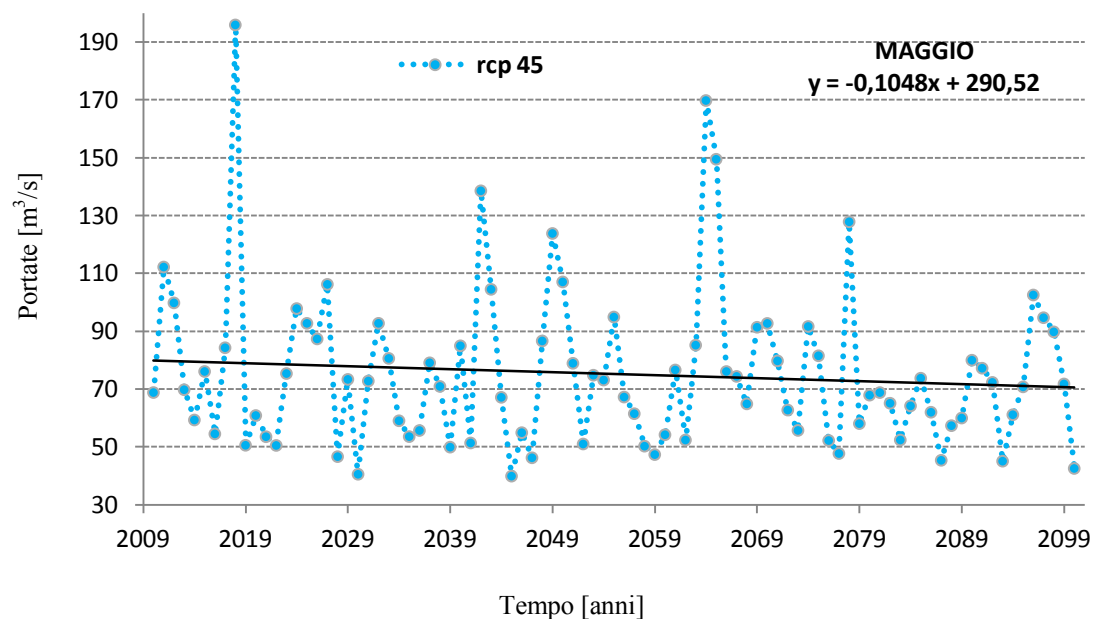


Figura 104: Medie mensili di portata 2010-2100 a seconda degli scenari (maggio).

Questa volta la contrazione delle portate è più evidente, con le pendenze delle rette di regressione che si fanno negative per tutti gli scenari. Secondo il modello quindi gli attuali periodi di magra saranno caratterizzati da portate ancora minori nel corso del secolo. Una situazione simile si riscontra anche per le medie dei mesi di dicembre, ovvero i mesi che normalmente registrano le portate più alte, grazie alle temperature elevate e ai forti tassi di fusione. Anzi in questo caso le diminuzioni sono molto più forti sulle RCPs 4.5 e 8.5, con il valore indicativo delle pendenze di regressione superiori a 0,7 (in valore assoluto).

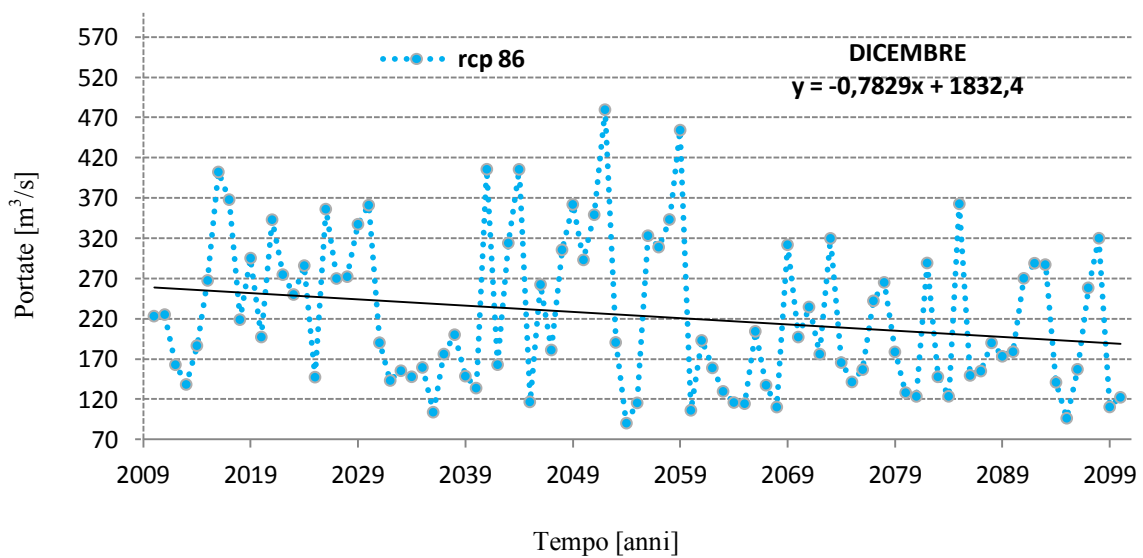
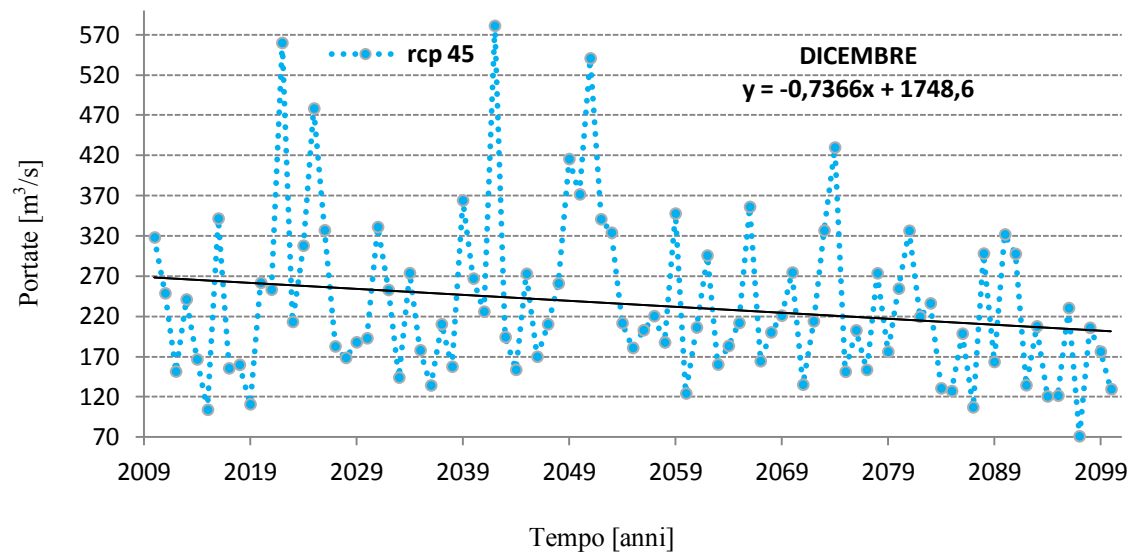
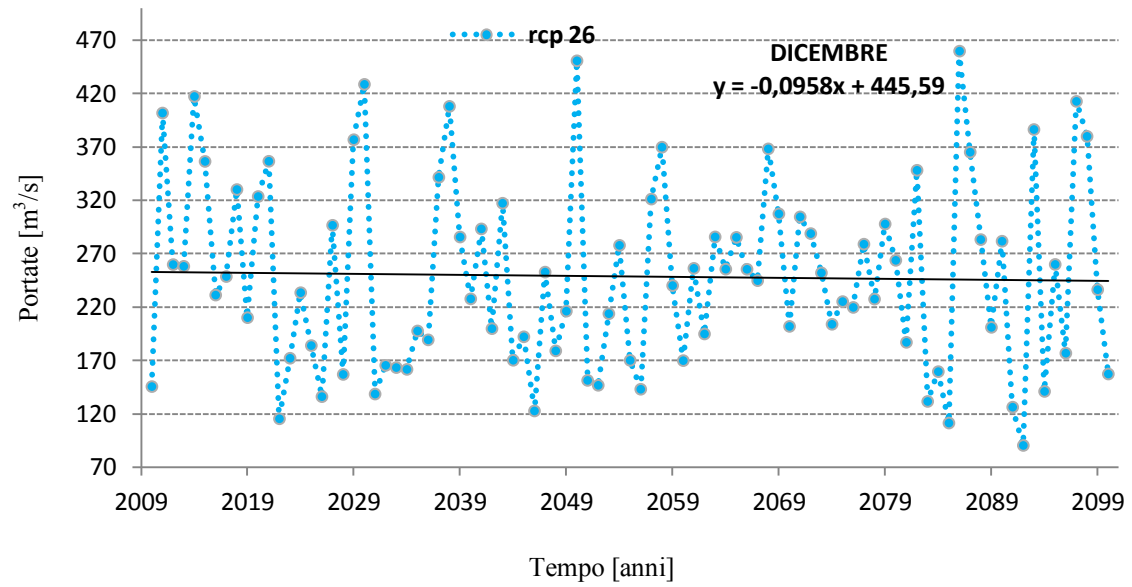


Figura 105: Medie mensili di portata 2010-2100 a seconda degli scenari (dicembre).

Quindi si può stabilire che secondo il modello e in funzione degli scenari climatici a disposizione, le portate del fiume Rio Maipo potrebbero diminuire significativamente nei mesi di piena nivale come dicembre.

Come ultima analisi, si è voluto prendere in considerazione le curve di durata, per confrontare quelle delle diverse RCPs con quella estratta dalle portate osservate 1994-2006. Sia la curva di durata osservata che quelle di scenario non sono ricavate su un singolo anno, ma derivano dalle medie giornaliere di portata su più anni: 1994-2006 per le misurate, 2090-2100 per le simulate. In questo modo si ritiene che i grafici possano essere più rappresentativi degli eventuali mutamenti mostrati da qui a fine secolo.

I risultati mostrano molto distintamente come in generale gli scenari producano curve di durata ribassate rispetto a quella attuale, con un divario più sensibile per le alte portate; l'ultimo decennio del secolo ha infatti dimostrato di essere caratterizzato da piene di fusione nivale e glaciale piuttosto ridimensionate rispetto al periodo di misurazione, e questo si ripercuote anche nell'abbassamento delle curve di durata, in corrispondenza proprio dei valori di piena.

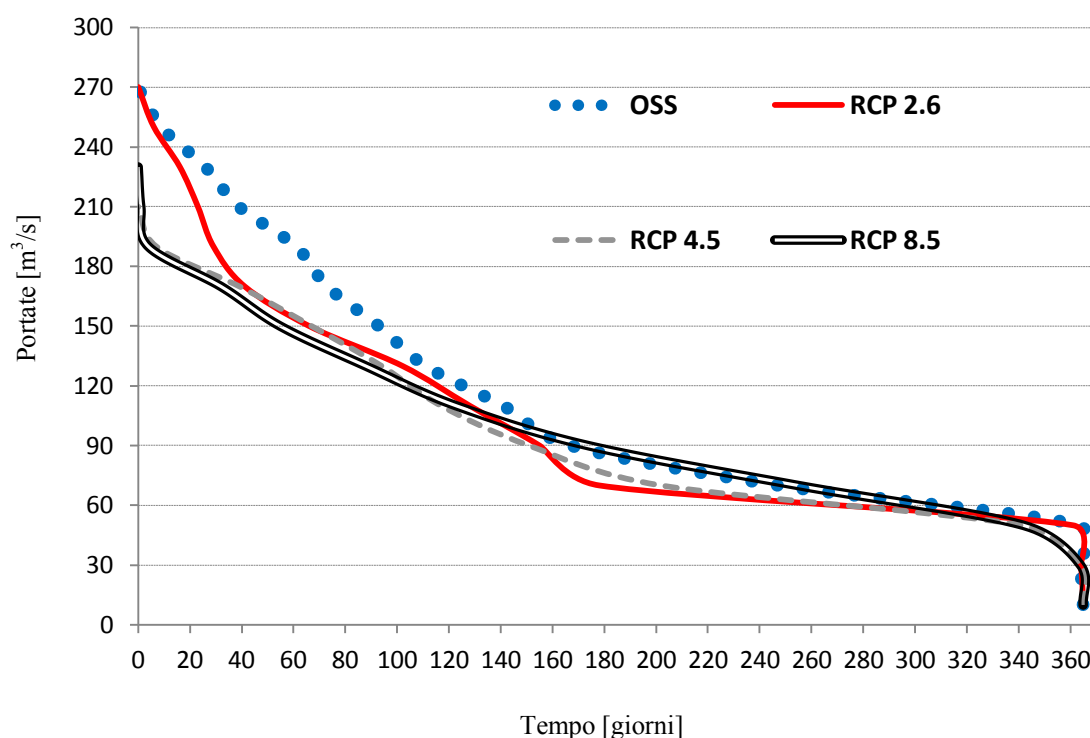


Figura 106: Curve di durata osservate e secondo scenari.

6 - Conclusioni

Questo studio si colloca nel contesto delle valutazioni dei potenziali impatti del cambiamento climatico, un tema molto dibattuto e di grande interesse per la comunità scientifica e i policy makers. L'aumento delle temperature previsto dai modelli climatici potrebbe avere gravi conseguenze su ghiacciai e nevai che alimentano i bacini fluviali, con inevitabili ripercussioni negative per le popolazioni che fanno della risorsa idrica una vera ricchezza.

Il bacino del Rio Maipo Alto è stato sottoposto a modellazione idrologica, con risultati ritenuti sufficientemente buoni (sia in calibrazione che in validazione) da poter effettuare una serie di simulazioni di previsione dell'evoluzione del regime idrologico futuro, in funzione di alcuni scenari climatici.

La particolarità del modello consiste nell'esser stato implementato come spazialmente distribuito con la possibilità di sfruttare le informazioni satellitari di distribuzione delle temperature e delle precipitazioni. I dati in ingresso rimangono quelli osservati a terra nelle stazioni di riferimento, mediante i quali è stato possibile effettuare una redistribuzione spaziale, sulla base delle relazioni che legano piogge e temperature delle diverse celle del bacino così come risultano dalle mappe MODIS e TRMM.

Tra le diverse combinazioni le prestazioni migliori si ottengono adottando proprio tale approccio misto integrato delle informazioni satellitari. Mediante l'implementazione nel modello di moduli dedicati si è cercato inoltre di simulare la dinamica degli spessori glaciali, tenendo conto dell'ablazione, del flusso e della formazione di nuovo ghiaccio; la modellazione ha inoltre dimostrato di simulare con buona affidabilità anche la copertura nivale, vista la coerenza con le mappe satellitari MODIS.

Infine gli outputs di modello climatico di circolazione generale sono stati accoppiati al presente modello glacio-idrologico, secondo le diverse RCPs diffuse dalla IPCC, ovvero lanciando le simulazioni di scenario con in input temperature e precipitazioni ottenute dal downscaling dei valori previsti dal modello Echem6 del Max Planck Institute.

Come primo risultato il modello prevede delle pesanti ritirate delle coperture glaciali in tutto il bacino, oltre che la tendenza ad avere accumuli nivali sempre meno consistenti e relegati a fasce di quota superiori rispetto ad oggi. Questo è dovuto agli aumenti di temperatura prospettati da tutti gli scenari. Le conseguenze idrologiche sono riconducibili innanzitutto alla transizione verso un regime meno marcatamente nivale, con maggiori influenze pluviali. Inoltre a causa della ridotta massa glaciale e nivale vengono meno importanti fonti di alimentazione del bacino, con portate che infatti si contraggono soprattutto nei periodi di fusione.

Le estati del Rio Maipo, secondo i risultati ottenuti, saranno caratterizzate da picchi di piena molto ridimensionati con potenziali conseguenze dirette su tutte le attività che basano la propria ricchezza sulla risorsa idrica: produzione di energia idroelettrica, industria mineraria, irrigazione agricola, approvvigionamento di acqua potabile. Il mutato regime idrologico potrebbe avere anche gravi ripercussioni su ambiente ed ecosistemi.

Lo studio ha pertanto realizzato la valutazione dei potenziali impatti di cambiamento climatico sul bacino superiore del Rio Maipo, un fiume di estrema importanza socio-economica per la zona, gettando le basi per una successiva ed ipotetica elaborazione delle corrette politiche di mitigazione e adattamento.

I paragrafi seguenti riassumono con maggior dettaglio gli obiettivi raggiunti e i problemi incontrati, per poi accennare ai possibili margini di miglioramento e approfondimento dello studio effettuato.

6.1 - Obiettivi raggiunti

- Prima di implementare il modello idrologico sono stati analizzati tutti i dati messi a disposizione dalla Dirección General de Aguas per il bacino. I dati di temperatura delle 10 stazioni meteorologiche mostrano come già nell'ultimo trentennio si sia verificato un aumento delle temperature medie annuali di $0,8^{\circ}\text{C}$. Per quanto riguarda l'andamento altimetrico, tutti i gradienti sia annuali che mensili risultano molto netti con coefficienti di determinazione nella regressione lineare sempre abbondantemente oltre lo 0,9. Analogamente le precipitazioni registrate dai 12 pluviometri mostrano un'evidente correlazione con l'altitudine, anche in questo caso riprodotta con una relazione lineare. Interessante è stato individuare una conferma del gradiente a quote superiori, calcolando una misura di pioggia equivalente come somma tra quella effettivamente misurata sul ghiacciaio San Francisco e lo Snow Water Equivalent delle nevicite nello stesso punto. Le informazioni altimetriche sono risultate necessarie per il funzionamento del modello, su un bacino che tra l'altro risulta molto sensibile alle temperature e alle precipitazioni, vista la prevalente influenza della fusione nivale e glaciale (le precipitazioni regolano gli accumuli nivali). Per quanto riguarda i dati al suolo non si sono svolte ulteriori analisi sulla distribuzione spaziale, per esempio in base alla latitudine, perché gli elementi a disposizione sono risultati insufficienti o comunque non hanno lasciato emergere nulla in questo senso.
- Alla DGA appartengono anche due nivometri attivi sulla zona di interesse dello studio: sul ghiacciaio San Francisco e, appena oltre i confini del bacino Maipo Alto, a Yerba Loca Carvajal: per entrambe le stazioni sono stati calcolati i mm equivalenti di acqua conseguenti a nevicite e fusioni, per semplici differenze di altezze neve. In funzione della densità di neve imposta è stato così possibile

ottenere dei valori di Degree Day, correlando le quantità di scioglimento con le temperature positive. Stesso procedimento ha coinvolto i dati delle paline dei ghiacciai Piramide, San Francisco e Echaurren, da cui si è potuto ricavare una misura indicativa del Degree Day del ghiaccio. Entrambi i fattori così ottenuti sono però da associare a quei particolari contesti di misura, perché potrebbero variare sensibilmente spostandosi sul bacino, in base al tipo di pendii, topografia, esposizione solare, tipi di nevai e ghiacciai e anche in funzione della stagione. Per questa ragione i Degree Day sono stati di fatto sottoposti a calibrazione.

- Ai dati al suolo sono stati affiancati dei dati satellitari di temperatura (medie mensili MODIS) , precipitazione (medie mensili TRMM) e neve (coperture MODIS). I dati da remoto sono stati sfruttati per comprendere la distribuzione spaziale di temperature e precipitazioni, altrimenti non deducibile con l'ausilio dei soli dati al suolo. Per verificare l'affidabilità delle mappe satellitari esse sono state validate sulle celle corrispondenti alle stazioni di terra e come ulteriore controllo si sono calcolati i gradienti altimetrici per fasce di quota omogenee, in modo da esser certi di non perdere le relazioni lineari che regolano i gradienti osservati. Solo in seguito sono state costruite delle matrici di pesi e correzioni che potessero moltiplicare o traslare i dati input delle stazioni di riferimento, e redistribuirli su tutta la griglia che rappresenta il bacino. L'approccio è alternativo a quello che si fonda sui soli dati al suolo.
- Il bacino Maipo Alto è stato così sottoposto a modellazione idrologica, con semplice modello di fusione T-Index, approccio distribuito (risoluzione 3000 metri) e modello afflussi-deflussi a serbatoi lineari in cascata (Nash). I parametri sono stati calibrati valutando di volta in volta gli idrogrammi e le *performances* di una serie di indicatori statistici, a seconda delle tre diverse combinazioni TRMM + MODIS, TRMM + gradienti di temperatura, gradienti di temperatura e precipitazione, ottenendo i migliori idrogrammi e il miglior indice di Nash-Sutcliffe Efficiency (circa 0,81) con il primo metodo. Anche la validazione del modello è stata ritenuta soddisfacente, con portate simulate reputate coerenti alle dinamiche dell'idrogramma osservato, con NSE poco ribassato a 0,79 e stagionalità nelle portate pure ben riprodotta. Le piccole centrali idroelettriche attive sul territorio, così come la diga di El Yeso, possono avere influito negativamente sulla capacità del modello di riprodurre l'idrogramma osservato, ma in generale la loro influenza non è stata considerata apprezzabile o individuabile. Per appurare il buon funzionamento del modello si sono anche confrontate delle mappe di copertura nivale media simulata con quelle osservate da satellite MODIS, ricavando anche in questo caso risultati coerenti.
- Esiti non altrettanto buoni sono emersi dalla validazione a scala di sottobacino. Si è infatti tentato di sfruttare la disponibilità di idrometri anche a monte della sezione di chiusura, parzializzando il Flow Routing di bacino al fine di ottenere degli idrogrammi su ognuno dei 6 sottobacini monitorati: Hualtatas, San Alfonso,

Queltehues, Olivares, Colorado e Colorado-Olivares, ognuno con un lag time caratteristico superficiale e sotterraneo. All'incertezza del posizionamento delle rispettive sezioni di chiusura si aggiunge il fatto che i parametri precedentemente tarati derivano da una sorta di stima delle caratteristiche medie del bacino intero, che però potrebbero non essere rappresentative di zone interne più piccole, vista la variabilità per esempio dei Degree Day. Ne consegue che soltanto Hualtatas e San Alfonso mostrano risultati accettabili, mentre i rimanenti 4 non possono confermare il buon funzionamento di un modello pensato per una certa scala su una scala più piccola. L'unico sottobacino esente da distorsioni artificiali del regime naturale (Hualtatas) è anche quello che meglio si presta alla modellazione, portando ai risultati migliori nelle prestazioni e suggerendo la probabile influenza sulla piccola scala degli altri sottobacini di invasi e canali di estrazione.

- Tra i modelli climatici disponibili è stato scelto quello elaborato dal Max Planck Institute per il progetto CMIP5. ECHAM6 rappresenta la componente atmosferica del modello di circolazione globale GCM ed in particolare propone degli scenari a seconda delle 3 forzanti radiative RCPs 2.3, 4.5 e 8.6, così come descritte nel 5 Assessment Report della IPCC in fase di completamento. Premessa l'indispensabile procedura di downscaling, per il bacino Maipo Alto il GCM prevede incrementi di temperatura tra i 0,5°C e i 4,4°C sulle medie annuali da qui al 2100. Meno chiara è l'evoluzione delle precipitazioni, a seconda delle forzanti e dei decenni considerati le variazioni sono in generale sia positive che negative. Gli scenari sono stati così forniti come dati in ingresso al modello idrologico calibrato e validato (in modalità TRMM + MODIS), per valutare i cambiamenti di regime di portata. Il primo grande impatto si abbatte sulla copertura glaciale del bacino, prevista in forte ritirata, con perdite di superficie che vanno dal 48,6% al 63,2% a seconda delle RCPs. Questo, oltre ad un manto nivale meno consistente ed esteso (come emerso dal confronto tra coperture medie simulate 2008-2012 e 2090-2100) e a temperature che favoriscono le piogge alle quote in cui oggi nevica, porta ad avere portate notevolmente minori nei periodi di fusione. Le piene nivali presentano verso la fine del secolo dei picchi nettamente meno alti, mentre cresce la frequenza di piene pluviali in inverno. I nuovi contributi alle portate dei tre comparti "neve", "ghiaccio" e "pioggia e deflusso di base" confermano il passaggio dell'alto Maipo da un regime nivale ad uno quasi pluvio-nivale, come i bacini che attualmente si estendono a quote inferiori. Dunque più che a livello annuale, le maggiori conseguenze degli incrementi di temperatura si riverseranno sulla contrazione di portata nei periodi estivi di fusione nivale e ablazione glaciale; periodi che tendenzialmente coincidono con le maggiori richieste d'acqua potabile, di energia elettrica e di acqua per irrigare, vista l'assenza o quasi delle precipitazioni nei mesi caldi.

6.2 – Problemi e limiti

Con quest'ultimo paragrafo, si è voluto raccogliere in modo più compatto tutti i principali limiti che sono emersi nell'uso del modello e nelle sue assunzioni di base.

- Lo studio ha dovuto innanzitutto confrontarsi con la disponibilità e la qualità dei dati delle stazioni meteorologiche e idrometriche. La rete DGA dispone di non pochi punti di misura ma per ovvie ragioni essi non coprono omogeneamente la totalità del territorio, escludendo anzi ampie porzioni del bacino alle quote più alte. Alcune stazioni sono posizionate a più di 3000 metri ma con periodi di registrazione piuttosto brevi e molti dati mancanti. Anche gli idrometri sono affetti da possibili errori, soprattutto quelli ubicati più a monte di El Manzano (utilizzati per la validazione di sottobacino), perché ci sono frequenti dati mancanti ed altri ottenuti per interpolazione, aumentando le fonti di incertezza. Le relazioni altimetriche estratte dai dati di valle sono state estese alle altitudini maggiori per continuità, anche se non è possibile verificare la correttezza dei gradienti, se non tramite confronto con i dati satellitari. Eventuali errori nella ricostruzione della distribuzione delle temperature e anche delle precipitazioni possono influire non poco sulla modellazione di un bacino a regime così marcatamente nivale. Per aumentare la robustezza del modello, sicuramente sarebbe necessario avere in supporto dei dati osservati al suolo più diffusi, anche alle quote maggiori, con per esempio dei pluviometri riscaldati funzionanti che possano rilevare le precipitazioni indipendentemente dalla frazione solida della neve.
- Parallelamente è risultato impossibile fornire una descrizione globale del bacino tramite dati osservati dal punto di vista della fusione nivale e dell'ablazione glaciale. Il problema è frequente per i modelli idrologici d'alta quota e in questo caso sono pochissimi i dati neve e ghiaccio che si sono potuti analizzare. Se ne sono comunque ricavate delle stime puntuali di Degree Day e delle misure di Snow Water Equivalent delle neviccate. I fattori di fusione dovrebbero essere dei dati di campo, prefissati in base alle osservazioni, ma poiché in questo caso essi non erano sufficientemente rappresentativi per i 4839 km² totali del bacino (soprattutto se confrontati con la grande variabilità che li caratterizza), sono stati di conseguenza inclusi tra i parametri di calibrazione. In generale il modello di fusione utilizzato è molto semplice e riflette la scarsa disponibilità di informazioni del bacino d'alta quota, portandosi inevitabilmente con sé tutti i limiti di un approccio semplificato di questo tipo.
- E' stata esplorata la possibilità di superare i limiti dei dati osservati al suolo tramite l'utilizzo di quelli satellitari. Naturalmente essi possono arrivare là

dove il territorio si fa troppo aspro ed inaccessibile per svolgere delle campagne di misura tradizionali; hanno il pregio di fornire una caratterizzazione completa delle grandezze climatiche del territorio, inclusa la distribuzione spaziale oltre che quella altimetrica già rilevata da terra. Anche questo tipo di dati da remoto presenta però dei limiti e dei punti deboli: la risoluzione delle mappe MODIS non supera i 5600 metri, per cui risulta difficile ricavare con precisione i profili di temperatura di un territorio di alta montagna così tormentato da pendii scoscesi e vallate. Eppure si preserva il gradiente altimetrico osservato e l'implementazione del modello con la distribuzione spaziale delle temperature satellitari, assieme a quella delle precipitazioni, porta a buoni risultati, probabilmente perché l'approccio descrive bene le caratteristiche climatiche medie del territorio. Per quanto riguarda le informazioni TRMM esse presentano il problema di non essere sensibili alle nevicate, o comunque solo in piccola parte, rendendo inutilizzabili le mappe mensili dei mesi più freddi. Tali periodi coincidono però con quelli di maggiori precipitazioni, per cui si perdono le indicazioni di distribuzione spaziale dei periodi più piovosi e dunque probabilmente più influenti per la modellazione. La validazione dei dati TRMM ha comunque mostrato risultati soddisfacenti, così come per la capacità di riprodurre i gradienti altimetrici delle cumulate medie mensili di pioggia tra le diverse fasce di quota. Inoltre il coinvolgimento nella modellazione delle matrici di pesi di precipitazione ha incrementato le prestazioni sia in calibrazione che in validazione.

- Simulando sul lungo periodo il bacino, secondo gli scenari previsti dal modello climatico utilizzato, si è appurato come la rappresentazione del flusso di ghiaccio all'interno del modello avesse un ruolo molto importante: senza di esso i ghiacciai fondono eccessivamente a valle e si accumulano in alto di parecchie decine di metri. Questo perché alle alte e altissime quote le temperature sono praticamente sempre negative e la neve non fa che aumentare, non essendo considerata l'azione del vento, determinando la formazione di nuovo ghiaccio di anno in anno. Allo stesso tempo una descrizione statica del ghiaccio fa sì che le fronti glaciali di valle non vengano pressoché mai alimentate dallo scorrimento di monte e subiscano fusioni continue non bilanciate da nuovi apporti sufficienti. Per questo si è tentato di ricostruire un blocco modellistico per il flusso glaciale, sfruttando le minime informazioni disponibili sul luogo. E' stato infatti creato un campo di velocità di flusso del ghiaccio, in funzione di spessori e pendenze, con un grado di approssimazione inevitabile (altro limite): infatti sono anche state fatte delle assunzioni nel correlare le velocità non solo con gli spessori, ma anche con i valori dei diversi fattori moltiplicativi, da cui si stimano le frazioni di spessore di ghiaccio che di anno in anno defluiscono a valle secondo la linea di massima pendenza calcolata. L'approccio riflette l'obiettivo di perlomeno tentare di descrivere l'evoluzione dei ghiacciai, in maniera più realistica, a

livello di spessori e quindi di copertura. Uno dei risultati più interessanti del modello è stata infatti la quantificazione della ritirata dei ghiacci del bacino Maipo Alto, correlabile con il mutato regime idrologico.

- I risultati del modello in fase di calibrazione e validazione hanno mostrato come il principale limite sia nella riproduzione dei picchi pluviali osservati: per quanto poco frequenti, alcuni di essi non vengono infatti ben descritti dal modello, con forti sottostime. L'impresione è di nuovo probabilmente da attribuire ad una non perfetta ricostruzione del campo di temperature sul territorio, perché una differenza di pochi gradi può far la differenza tra l'avere delle nevicate o delle piogge. Mentre le prime tendenzialmente non danno un contributo immediato agli aumenti di portata, le seconde se incontrano un terreno saturo si riversano invece subito a valle, determinando dei picchi di piena alla sezione di chiusura. Altre imprecisioni potrebbero risiedere nella descrizione del tipo di suolo, che influisce sul Curve Number e dunque sulla massima capacità di contenuto d'acqua S_{max} . Questo tipo di errore del modello si ripropone però solo per pochissimi eventi (circa un giorno su 600).
- Sin dall'inizio della modellazione del bacino Maipo ci si è interrogati su quanto le centrali idroelettriche attive sul territorio potessero costituire un problema; infatti il modello così come è stato costruito può puntare a riprodurre il regime idrologico naturale del fiume, non quello controllato dalle politiche di gestione di serbatoi, dighe e canali, perché su di esse non si sono ottenute informazioni sufficienti. Le centrali modificano il normale deflusso delle acque, invasando e scaricando volumi a seconda dei ritmi di produzione di energia e delle maggiori richieste dell'utenza. Fortunatamente sul bacino in oggetto gli impianti idroelettrici sono piuttosto piccoli e in generale gli esiti del modello non sembrano esserne stati influenzati in maniera significativa o comunque apprezzabile.

La maggior parte delle problematiche incontrate è comunque riconducibile alla limitatezza di tutto l'insieme di informazioni che si possono ricavare da un bacino di alta quota con grandi aree impervie e ricoperte di neve e ghiaccio. Malgrado questi ostacoli, comunque difficilmente superabili, il modello ha dimostrato di funzionare con buoni risultati, non solo a livello di idrogrammi di portata in uscita, ma anche nella riproduzione della copertura nivale, di grande importanza per una rete idrica che dipende massicciamente dalla fusione della neve.

6.3 – Possibili sviluppi

Delineati i limiti riscontrati, si è voluto definire i margini di miglioramento di questo tipo di studio e gli ambiti in cui potrebbe avere senso proseguire ed approfondire il lavoro qui presentato.

- Il modello si è occupato del bacino del solo Maipo Alto, in funzione degli obiettivi e dei dati a disposizione; se però fosse possibile reperire un set di dati più consistente, si potrebbe per esempio pensare di estendere la trattazione anche al bacino Mapocho, un importante affluente del fiume Maipo, con cui si congiunge a Sud-Ovest della capitale, dopo averla attraversata. Il fiume ha caratteristiche simili a quelle del Maipo e dei suoi affluenti più alti: nasce dalla confluenza del Rio Molina e del Rio San Francisco, i quali vengono perlopiù alimentati dai ghiacciai e nevai di un bacino d'alta quota praticamente adiacente a quello del Maipo Alto. Le sezione di chiusura si potrebbe porre in corrispondenza dell'idrometro Los Almendros (Nord-Est di Santiago) e ottenere così una modellazione idrologica per il Mapocho, parallelamente a quella del Maipo (la confluenza dei due fiumi si trova infatti molto più a valle).
- Sarebbe interessante provare ad adottare un modello di fusione più elaborato coinvolgendo per esempio dei dati di radiazione solare e di copertura nuvolosa. Sono aperte anche le possibilità per spazializzare i Degree Day dell'approccio T-index: anziché implementare dei valori unici e costanti nello spazio e nel tempo, si potrebbero considerare dei valori stagionali e variabili nello spazio a seconda della zona, del tipo di ghiacciaio e della quota. Per rendere applicabile tutto questo naturalmente è necessario migliorare la rete di misure, con campagne mirate e distribuite su tutto il territorio che possano fornire dati di qualità specialmente su temperature, piogge, nevicate, fusione nivale, ablazione e flusso glaciale, radiazione solare, portate, permeabilità di suolo e altri ancora. Un bacino d'alta quota non si presta facilmente ad essere monitorato a questo livello di dettaglio, ma se ci sono dei margini di miglioramento essi dipendono in gran parte da questa necessità. L'integrazione dei dati satellitari rimane una possibilità interessante e ancora da esplorare, soprattutto se essi dovessero migliorare in risoluzione e affidabilità.
- Come si è già spiegato in precedenza, il modello non tiene conto dei cicli di fusione diurna e rigelo notturno, per il semplice problema che le temperature massime possono essere al di sopra della soglia ma non quelle medie, e sono solo queste ultime a regolare il modello di fusione. Poiché nemmeno la correzione delle temperature sembra risolvere realmente il problema, si potrebbe invece assumere un passo di simulazione di 12 ore anziché 24, a tutto

vantaggio della precisione nel calcolo di temperature e totali di fusione (sempre che i dati a disposizione lo consentano).

- Dei diversi approcci possibili per descrivere il fenomeno dell'evapotraspirazione è stato scelto quello di più semplice applicazione. Dato che i diversi metodi esistenti in letteratura possono portare a risultati sensibilmente diversi, può avere senso tentare di utilizzare una formula diversa da quella di Hargreaves, soprattutto se si considera che gli incrementi di temperatura previsti dai modelli climatici potrebbero aumentare l'entità del fenomeno di evapotraspirazione anche su un bacino di alta quota.
- Il modello in questo studio è stato calibrato manualmente, tentando di ottimizzare le prestazioni con dei criteri che fossero il meno soggettivi possibile. Si può però contemplare l'idea di effettuare una calibrazione numerica automatica, per ottimizzazione di una funzione obiettivo quale lo stesso indice di Nash-Sutcliffe. Rispetto alla taratura manuale "a tentativi", si otterrebbe infatti maggiore rigore e precisione.
- Infine non bisogna dimenticare che il modello è stato qui alimentato con gli outputs di un determinato GCM. Poiché vi sono prospettive di continuo miglioramento nei modelli di circolazione generale e nella loro capacità di sviluppare previsioni a lungo termine su risoluzioni sempre più dettagliate, in futuro questo e altri modelli idrologici potrebbero beneficiare di scenari più realistici e aggiornati e di conseguenza potrebbero migliorare nella valutazione degli impatti del cambiamento climatico, tenendo conto per esempio degli eventuali cambiamenti nella frequenza ed intensità di El Niño, in costante fase di studio.

Questi e altri punti chiave per un miglioramento nella modellazione dei bacini, derivano dalla stringente necessità di quantificare le minacce che incombono sulla disponibilità idrica del pianeta.

In Cile come in molte altre zone del mondo, le popolazioni dipendono massicciamente dalla disponibilità della risorsa fluviale e se si vuole far fronte all'impovertimento di questa fonte di vita e ricchezza diventa d'obbligo intraprendere una politica di mitigazione e adattamento: per realizzare tali provvedimenti è però necessario quantificare il cambiamento previsto, valutare quando e di quanto rischiano di diminuire le portate, definire con precisione gli effetti del cambiamento climatico in atto.

Questo studio come detto è stato svolto in questa direzione, con l'obiettivo di porsi come possibile strumento di valutazione per i policy makers e i gestori della rete idrica del Rio Maipo, un fiume molto vulnerabile (per la forte dipendenza da temperature, nevi e ghiacciai) e allo stesso tempo di vitale importanza socio-economica per milioni di persone.

Bibliografía

D. Bocchiola, G. Diolaiuti, A. Soncini, C. Mihalcea, C. D'Agata, C. Mayer, A. Lambrecht, R. Rosso, and C. Smiraglia (2011), Prediction of future hydrological regimes in poorly gauged high altitude basins: the case study of the upper Indus, Pakistan, *Hydrology and Earth System Sciences*.

Gobierno de Chile, Ministro de Obras Públicas, Asociación Comité Ev-K2-CNR (2012) - Investigación Científica y Tecnológica a Altitud Elevada, Informe de Glaciología, Servicio de Consultoría: Plan de Acción para la Conservación de Glaciares ante el Cambio Climático.

Gobierno de Chile, Ministro de Obras Públicas, Centro de Estudios Científicos (2011), Estimación de volúmenes de hielo en glaciares de Chile Central.

Gobierno de Chile, Ministerio de Obras Públicas, Dirección General De Aguas (2004), Diagnóstico y clasificación de los cursos y cuerpos de agua según objetivo de calidad, cuenca del Río Maipo, pp. 1-35.

Plan de Acción Nacional de Cambio Climático, National Environmental Commission, Department of Climate Change, National Climate Change Action Plan © 2010, Comisión Nacional del Medio Ambiente, Gobierno de Chile.

Universidad de Talca, Análisis de las escorrentías mensuales y anuales de la Cuenca del Maipo y la potencial influencia glacial en la producción de agua (2008).

M. Falvey and R. Garreaud, Universidad de Chile (2006), Wintertime Precipitation Episodes in Central Chile: Associated Meteorological Conditions and Orographic Influences, *Journal of Hydrometeorology*.

R. Urrutia and M. Vuille (2009), Climate change projections for the tropical Andes using a regional climate model: Temperature and precipitation simulations for the end of the 21st century, *Journal of Geophysical Research*.

A. Rivera, G. Casassa, C. Acuña, H. Lange (2000), Variaciones recientes de glaciares en Chile.

- A. Rivera, C. Acuña, F. Bown, F. Ordenes (2008), Chilean Glaciers as indicators of climate change.
- V. Favier, M. Falvey, A. Rabatel, E. Praderio, and D. Lopez (2009), Interpreting discrepancies between discharge and precipitation in high-altitude area of Chile's Norte Chico region, *Water Resources Research*.
- B. Bookhagen (2013), Spatiotemporal hydrologic gradients in High Mountain Asia, *International Conference on Climate and Climate Change*.
- R. Hock (1999), A distributed temperature-index ice- and snowmelt model including potential direct solar radiation, *Journal of Glaciology* *Vat.* 45, No. 149, 1999.
- R. Hock (2005), Glacier melt: a review of processes and their modelling, *Progress in Physical Geography* 29, 3 (2005) pp. 362–391.
- W. Cai, S. Borlace, M. Lengaigne, P. Rensch, M. Collins, G. Vecchi, A. Timmermann, A. Santoso, J. Mc Phaden, L. Wu, H. England, G. Wang, E. Guilyardi and Fei-Fei Jin (2014), Increasing frequency of extreme El Niño events due to greenhouse warming, *Nature Climate Change*.
- F. Pellicciotti, J. Helbing, A. Rivera, Vincent Favier, J. Corripio, J. Araos, J. Sicart and M. Carenzo (2008), A study of the energy balance and melt regime on Juncal Norte Glacier, semi-arid Andes of central Chile, using melt models of different complexity, *Hydrol. Process.* 22, 3980–3997.
- B. Groppelli, D. Bocchiola, and R. Rosso (2010), Precipitation downscaling using random cascades: a case study in Italy, *Adv. Geosci.*, 26, 39–44, 2010.
- A. Senese, S. Ferrari, M. Maugeri, G. Confortola, D. Bocchiola, C. Smiraglia and G. Diolaiuti, An enhanced T-index model including solar and infrared radiation to evaluate 1 distributed ice melt at the Forni Glacier tongue (Italian Alps), *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*.
- A. Senese, M. Maugeri, E. Vuillermoz, C. Smiraglia, and G. Diolaiuti (2014), Air temperature thresholds to evaluate snow melting at the surface of Alpine glaciers by T-index models: the case study of Forni Glacier (Italy), *The Cryosphere Discuss.*, 8, 1–25, 2014.
- Gian-Kasper Plattner & Thomas Stocker (2014), Intergovernmental Panel on Climate Change, new Scenarios in the IPCC Process from AR4 to AR 5.

K.Taylor, V. Balaji, S. Hankin, M. Jukes, B. Lawrence and S.Pascoe (2011), CMIP5 Data Reference Syntax (DRS) and Controlled Vocabularies, Version 1.2.

M. Giorgetta Max Planck Institute for Meteorology, German contribution to CMIP5 MPI-M / DKRZ / BMBF.

Intergovernmental Panel on Climate Change (2007), Further work on scenarios report from the IPCC expert meeting towards new scenarios for analysis of emissions, climate change, impacts, and response strategies.

V. Barros, A. Grimm, M. Doyle (2002), Relationship between temperature and circulation in southeastern South America and its influence from El Niño and La Niña events, Journal of the Meteorological Society of Japan.

DGA Departamento de Higrología, Medicion de la variable cobertura de nieve y su aplicacion al estudio del deshielo en cuencas andinas chilena Pubilcacion Interna.

S. Vicuña, R. Garreaud, J. McPhee (2010), Climate change impacts on the hydrology of a snowmelt driven basin in semiarid Chile, Climatic Change © Springer Science + Business Media B.V. 2010.

A. Stehr, P. Debels, F. Romero and H. Alcayaga (2008), Hydrological modelling with SWAT under conditions of limited data availability: evaluation of results from a Chilean case study, Hydrological Sciences–Journal.

A. Pérez, A. Marangunic, F.Ferrando (2011), Curso Iberoamericano de Glaciares II Presentacion de paises Chile.

Clarke LE, Edmonds JA, Jacoby HD, Pitcher H, Reilly JM, Richels R (2007), Scenarios of greenhouse gas emissions and atmospheric concentrations. Sub-report 2.1a of Synthesis and Assessment Product 2.1. Climate Change Science Program and the Subcommittee on Global Change Research, Washington DC.

Pidwirny, M. (2006), Glacial Processes, Fundamentals of Physical Geography.

Moss RH, Edmonds JA, Hibbard KA, Manning MR, Rose SK, van Vuuren DP, Carter TR, Emori S, Kainuma M, Kram T et al. (2010), The next generation of scenarios for climate change research and assessment.

Nemec J, Schaake J (1982), Sensitivity of water resource systems to climate variation. Journal of Hydrological Sciences.

Stevens B. et al. (2013), The Atmospheric Component of the MPI-M Earth System Model: ECHAM6. Journal of advances in modeling earth systems.

Wigmosta, M. S., W.Vail and Lettenmaier (1994), A distributed hydrology-vegetation model for complex terrain, Water Resource.

A. Ritter, R. Carpena (2013), Performance evaluation of hydrological models: Statistical significance for reducing subjectivity in goodness-of-fit assessments, Journal of Hydrology.

Risorse elettroniche principali

<http://snia.dga.cl/BNAConsultas>

<http://dgasatel.mop.cl/>

<http://www.geog.ucsb.edu/~bodo/TRMM/>

<http://earthexplorer.usgs.gov>

https://lpdaac.usgs.gov/products/modis_products_table

<http://reverb.echo.nasa.gov>

http://www.dkrz.de/daten-en/IPCC-DDC_AR5/Long-Term/

