

POLITECNICO DI MILANO
Dipartimento di Ingegneria Idraulica, Ambientale,
Infrastrutture viarie, e Rilevamento



**LA DIGA DEL GHIACCIAIO:
CAMBIAMENTI CLIMATICI E
PRODUZIONE ALL'IMPIANTO DEL
SABBIONE**

Relatore: Prof. Ing. Daniele Bocchiola

Correlatori: Ing. Andrea Soncini

Prof. Ing. Alberto Bianchi

Tesi di laurea di:

Leonardo Stucchi Matr. 878860

Anno accademico 2017/2018

Ringraziamenti

L'elaborato qui presentato è frutto del lavoro e della collaborazione di diverse persone e istituti.

Desidero innanzitutto ringraziare il professor Bocchiola per l'aiuto fornitomi in qualità di relatore, ed i correlatori prof. Bianchi e ing. Soncini per il continuo supporto e interessamento.

Inoltre, desidero ringraziare l'operatore del Comitato Glaciologico Italiano Paolo Valisa, il cui lavoro come volontario ha permesso di tracciare lo sviluppo del ghiacciaio Meridionale del Sabbione, Andrea Tamburini, di IMAGEO, per le tracce GPR fornite, e Roberto Azzoni del dipartimento di Scienze della Terra dell'Università degli Studi di Milano, per l'aiuto fornito nel tracciare i perimetri del ghiacciaio.

Infine, un grazie alla mia famiglia, senza la quale non avrei potuto portare a termine gli studi.

Leonardo

SINTESI

In questa tesi si è studiato il bacino della diga del Sabbione, in alta Val Formazza (VB) ($46^{\circ}24'56''$ N, $8^{\circ}20'34''$ E, 2560 m s.l.m.), in cui vengono riversate le acque provenienti dalla fusione dei ghiacciai del Sabbione (o Hohsand) Meridionale e Settentrionale.

Le acque del lago vengono convogliate da una condotta forzata e utilizzate per la produzione di energia elettrica dalla centrale “Piero Ferrerio” ($46^{\circ}25'40''$ N, $8^{\circ}23'30''$ E, 1815 m s.l.m.), gestita da ENEL, sulla sponda del lago di Morasco (VB).

Si è calibrato un modello idrologico del bacino per il periodo 2000-2017, simulando l'evoluzione del ghiacciaio, che è stata confrontata con le immagini del ghiacciaio prese da satellite e ortofoto.

Il dato ottenuto di portata d'acqua afferente alla diga, il cui valore medio è pari a 0.902 m^3/s , è stato validato attraverso il calcolo della produzione di energia elettrica dell'impianto, tramite un apposito modello di ottimizzazione, che è stata confrontata con il dato di producibilità fornito da ENEL.

Dalla fase di calibrazione si è passati poi alla fase di simulazione su scenari futuri (2018-2100), utilizzando 3 diversi modelli meteorologici GCM in 3 diverse ipotesi di aumento del forzante radiativo (RCP 2.6, 4.5 e 8.5 W/m^2), per un totale di 9 scenari.

Si è così ottenuta una stima della velocità di ritiro del ghiacciaio, che, per i vari scenari, o si estingue o persiste sotto forma di piccoli depositi di area trascurabile. Nei due periodi di controllo scelti (2045-59 e 2086-2100), la producibilità dell'impianto risulta affetta negativamente dalla scomparsa del ghiacciaio, che nel periodo di calibrazione contribuisce a circa l'11% della portata totale, e dai cambiamenti climatici. Per lo scenario di fine secolo per RCP 2.6 si ha una riduzione di produzione pari circa al contributo di portata glaciale, l'11%, mentre per RCP 8.5, lo scenario con il maggior aumento di temperatura, si ha un crollo di produzione del 29%.

ABSTRACT

In this thesis it has been studied the Sabbione dam, in Formazza valley (Italy, VB) (46°24'56" N, 8°20'34" E, 2560 m s.l.m.), which collects the discharge coming from the fusion of Southern and Northern Sabbione (or Hohnsand) glacier.

A pressure pipe carries the water to the hydroelectric power plant "Piero Ferrerio", managed by ENEL, on the shore of Morasco lake (VB).

It has been calibrated a hydrological model of the Sabbione basin for the period 2000-2017, simulating the glacier's evolution, which has been compared to satellite view and orthophotos.

The obtained data of discharge, whose mean value is 0.902 m³/s, has been validated by the computation of energy production, that has been compared to the value provided by ENEL.

After that, the model simulated the hydrological budget of the basin for future scenarios (2018-2100), using 3 different meteorological GCM models for 3 different hypotheses of radiative forcing (RCP 2.6, 4.5, 8.5), which is related to 3 different level of global warming.

By this way, it is obtained a forecast of the speed of glacier retreat, which, for each scenario, is going to die out or to survive in very small area at high altitude. Hydropower production results to be negatively affected by the glacier extinction, which contributed, according to the model, for about 11% of total discharge in the calibration period.

In the control period of the end of the century (2086-2100) we have a drop of production for RCP 2.6 equal to -11%, while for RCP 8.5 it reaches -29%.

Indice dei contenuti

LA DIGA DEL GHIACCIAIO: CAMBIAMENTI CLIMATICI E PRODUZIONE ALL’IMPIANTO DEL SABBIONE	I
RINGRAZIAMENTI	I
SINTESI	III
ABSTRACT	IV
INDICE DEI CONTENUTI	V
INDICE DELLE FIGURE.....	IX
INDICE DELLE TABELLE.....	XIII
CAPITOLO 1 INTRODUZIONE.....	1
1.1 GHIACCIAI ALPINI E RISCALDAMENTO GLOBALE.....	2
1.2 GHIACCIAI E IDROELETTRICO	2
CAPITOLO 2 AREA DI STUDIO E RACCOLTA DATI.....	5
2.1 CARATTERISTICHE BACINO	5
2.1.1 <i>Modello digitale e curva ipsografica</i>	8
2.2 EVOLUZIONE DEL GHIACCIAIO DA FINE ‘800 A OGGI.....	10
2.2.1 <i>Dal 1898 al 1953</i>	10
2.2.2 <i>Dal 1953 al 2000</i>	12
2.2.3 <i>Dal 1999 al 2017</i>	16
2.3 DATI METEO.....	25
2.3.1 <i>Dati di temperatura</i>	26
2.3.2 <i>Dati di pioggia</i>	34
2.3.3 <i>Dati di neve</i>	37
2.3.4 <i>Gradiente di precipitazione</i>	41
2.3.5 <i>Stazione radiazione</i>	44

2.4 DATI SPOSTAMENTO GHIACCIAIO.....	45
2.5 DATI USO DEL SUOLO	46
CAPITOLO 3 MODELLO IDROLOGICO	48
3.1 DESCRIZIONE DEL MODELLO IDROLOGICO	49
3.1.1 Bilancio di massa nivale e glaciale	50
3.1.2 Fusione nivale e glaciale	51
3.1.3 EVAPOTRASPIRAZIONE	55
3.1.4 DEFLUSSO SOTTERRANEO	56
3.1.5 DINAMICA GLACIALE	57
3.2 CALIBRAZIONE PARAMETRI.....	61
3.2.1 Clear Sky Index	61
3.2.2 Temperatura critica di precipitazione	63
3.2.3 Parametri di fusione nivale	65
3.2.4 Parametri fusione glaciale.....	67
3.2.5 Modellazione spessore ghiacciaio	72
CAPITOLO 4 RISULTATI MODELLO SU PERIODO DI CALIBRAZIONE. 80	
4.1 CONFRONTO PERIMETRI GHIACCIAIO.....	80
4.1.1 Altezza ghiacciaio inizio calibrazione	80
4.1.2 Confronto modello 2007.....	81
4.1.3 Confronto modello 2012.....	82
4.1.4 Confronto modello 2015.....	84
4.1.5 Confronto modello 2017.....	85
4.1.6 Confronto sintetico variazioni aree	86
4.2 CONFRONTO TRACCE GPR.....	87
4.3 DATI IN OUTPUT	89
4.3.1 Variazioni ghiacciaio	90
4.3.2 Copertura nivale.....	92
4.3.3 Dati di portata	94
4.3.4 Evapotraspirazione.....	98
4.3.5 Sintesi contributi a portata.....	99
CAPITOLO 5 PRODUZIONE ENERGIA ELETTRICA CENTRALE	
MORASCO.....	101
5.1 MODELLO PRODUZIONE ENERGIA ELETTRICA	102
5.1.1 SCHEMA PRODUZIONE ENERGIA ELETTRICA.....	103
5.1.2 Ricavo impianto	105

5.2 MODELLO OTTIMIZZAZIONE ENERGIA ELETTRICA	105
5.2.1 <i>Dati input</i>	105
5.2.2 <i>Descrizione modello</i>	106
5.3 RISULTATI PERIODO DI CALIBRAZIONE	108
CAPITOLO 6 PREVISIONE DEI CAMBIAMENTI CLIMATICI: I MODELLI	
GCM	112
6.1 MODELLI DI CIRCOLAZIONE GLOBALE	112
6.2 MODELLI CONSIDERATI.....	116
6.2.1 <i>Modello EC-EARTH</i>	117
6.2.2 <i>Modello CCSM4</i>	119
6.2.3 <i>Modello MPI-ECHAM6</i>	119
CAPITOLO 7 DOWNSCALING DATI GCM.....	121
7.1 PROCEDURA DI DOWNSCALING	122
7.1.1 <i>Correzione delle precipitazioni</i>	123
7.1.2 <i>Correzione delle temperature</i>	124
7.2 CONFRONTO TRA MODELLI GCM E PERIODO DI CONTROLLO	124
7.3 RISULTATI DOWNSCALE GCM SU SCENARI FUTURI	126
7.3.1 <i>Precipitazioni scenari futuri</i>	126
7.3.2 <i>Temperature scenari futuri</i>	128
CAPITOLO 8 APPLICAZIONE MODELLO IDROLOGICO SU SCENARI	
FUTURI GCM	130
8.1 PREPARAZIONE DATI INPUT.....	130
8.1.1 <i>Modellazione CSI</i>	130
8.2 RISULTATI SCENARI FUTURI.....	133
8.2.1 <i>Evoluzione ghiacciaio</i>	133
8.2.2 <i>Evoluzione evapotraspirazione</i>	136
8.2.3 <i>Evoluzione portata</i>	140
CAPITOLO 9 SCENARI DI PRODUZIONE ENERGIA IDROELETTRICA	149
9.1 MODELLO PREVISIONE PREZZI ENERGIA.....	149
9.1.1 <i>Struttura modello utilizzato</i>	150
9.1.2 <i>Stima della domanda di energia</i>	150
9.2 RISULTATI MODELLO PREZZI.....	151
9.3 RISULTATI MODELLO OTTIMIZZAZIONE PRODUZIONE	152
9.3.1 <i>Volume invasato</i>	153

9.3.2 Energia prodotta.....	154
9.3.3 Ricavo impianto.....	156
CAPITOLO 10 CONCLUSIONI E SVILUPPI FUTURI	159
10.1 PROBLEMATICHE DEL MODELLO	160
10.2 SVILUPPI FUTURI.....	161
RIFERIMENTI BIBLIOGRAFICI.....	163

Indice delle figure

Figura 2-1 carta Val Formazza (delimitata in rosso)	6
Figura 2-2 Vette del bacino del Sabbione	7
Figura 2-3 Punta d'Arbola (in alto) , ghiacciaio meridionale (al centro) diga del Sabbione (in basso)	7
Figura 2-4 bacino idrografico diga	8
Figura 2-5 DTM bacino diga	9
Figura 2-6 curva ipsografica	10
Figura 2-7 Carta geologica 1898	11
Figura 2-8 foto del ghiacciaio meridionale del 1940	12
Figura 2-9 realizzazione diga Sabbione	13
Figura 2-10 foto aerea IGM 1954	14
Figura 2-11 LANDSAT 5 23/10/1985	15
Figura 2-12 Ortofoto 1994	16
Figura 2-13 ortofoto 1999 e perimetro ghiacciaio	17
Figura 2-14 foto scattata nel 2014 del ghiacciaio Centrale del Sabbione (al centro cerchiato in rosso), Meridionale (a sinistra) e Settentrionale (a destra)	18
Figura 2-15 ortofoto 2007 e perimetro ghiacciaio	19
Figura 2-16 punta ghiacciaio Settentrionale 2007	20
Figura 2-17 tracce GPR 2011	21
Figura 2-18 traccia GPR 9	21
Figura 2-19 traccia GPR 11	21
Figura 2-20 paline ablatometriche	22
Figura 2-21 ortofoto 2012	23
Figura 2-22 ortofoto 2015	24
Figura 2-23 Sentinel 2017	25
Figura 2-24 stazione Formazza Pian dei Camosci	26
Figura 2-25 dati mensili temperatura Formazza	26
Figura 2-26 dati annuali temperatura Formazza	27
Figura 2-27 dati mancanti T Formazza	28
Figura 2-28 dati mancanti T per mese	28

Figura 2-29 Stazione Formazza Bruggi	29
Figura 2-30 T mensili Bruggi	29
Figura 2-31 delta T media	30
Figura 2-32 delta T minimo	30
Figura 2-33 delta T max	31
Figura 2-34 stazioni temperatura per calcolo gradiente	32
Figura 2-35 retta di regressione lineare temperature gennaio	34
Figura 2-36 gradiente termico mensile e coefficiente di determinazione	34
Figura 2-37 giorni annui senza lettura di pioggia	35
Figura 2-38 pioggia annua non processata	36
Figura 2-39 confronto piogge Bruggi con Formazza Pian dei Camosci	37
Figura 2-40 pioggia ricostruita Formazza	37
Figura 2-41 neve al suolo stazioni Sabbione e Formazza Pian dei Camosci	38
Figura 2-42 esempio neve al suolo 2003	39
Figura 2-43 SWE annuo Formazza	40
Figura 2-44 precipitazione totale Formazza	41
Figura 2-45 stazioni con pluviometro e nivometro per stima gradiente di precipitazione	43
Figura 2-46 precipitazioni totali gennaio	44
Figura 2-47 stazione radiazione Grimsel Hospiz	45
Figura 2-48 carta uso suolo	47
Figura 3-1 velocità di ghiacciaio in funzione di profondità	58
Figura 3-2 carta della criosfera dell'area del Lago del Sabbione	59
Figura 3-3 confronto radiazione teorica, radiazione media e inviluppo superiore	62
Figura 3-4 istogramma CSI	63
Figura 3-5 rappresentazione di pioggia e neve nel modello rispetto a valori misurati	64
Figura 3-6 verifica incidenza piogge e nevicate con temperatura minore e maggiore di 0 sul totale	65
Figura 3-7 valori ablazione paline misurati	68
Figura 3-8 confronto ablazione con DDS 2.4 e RDS 0.02	69
Figura 3-9 confronto palina 1 ablazione	70
Figura 3-10 confronto palina 2 ablazione	71
Figura 3-11 confronto palina 3 ablazione	71
Figura 3-12 confronto palina 4 ablazione	72
Figura 3-13 regressione tau delta H	74
Figura 3-14 modello spessore ghiacciaio, a sinistra il ghiacciaio Settentrionale, a destra quello Meridionale	75
Figura 3-15 modello spessore ghiacciaio, prospettiva laterale	75

Figura 3-16 piramide maschera pesi prospettiva dall'alto	76
Figura 3-17 piramide maschera pesi prospettiva laterale	76
Figura 3-18 perimetro ghiacciaio	77
Figura 3-19 maschera dei pesi, <i>weight ice</i>	78
Figura 3-20 h-ice una volta applicata maschera dei pesi <i>weight ice</i>	78
Figura 3-21 h-ice definitiva	79
Figura 4-1 ghiacciaio inizio calibrazione	81
Figura 4-2 confronto modello 2007	82
Figura 4-3 confronto modello 2012	83
Figura 4-4 ingrandimento modello 2012	84
Figura 4-5 modello 2015	85
Figura 4-6 confronto modello 2017	86
Figura 4-7 confronto variazione area ghiacciaio Sabbione	87
Figura 4-8 confronto modello traccia GPR 9 del luglio 2011	88
Figura 4-9 confronto modello traccia GPR 11 del luglio 2011	89
Figura 4-10 variazione altezza media, volume e area ghiacciaio	90
Figura 4-11 variazione volume di ghiaccio per fasce	92
Figura 4-12 SWE cumulato per fasce media mensile	93
Figura 4-13 SWEcum per fasce annuo	93
Figura 4-14 Portata periodo di calibrazione modello media mensile	94
Figura 4-15 Portata media annua	95
Figura 4-16 Qsnow mensile	95
Figura 4-17 Qsnow annuale	96
Figura 4-18 Qice media mensile	97
Figura 4-19 Qice media annua	97
Figura 4-20 correlazione Qice e temperatura media estiva	98
Figura 4-21 evapotraspirazione efficace	99
Figura 4-22 contributi portata media mensile	100
Figura 5-1 centrale "Piero Ferrerio"	102
Figura 5-2 rendimento per tipo di turbina: 1 Pelton, 2 Francis, 3 Kaplan, 4 a elica	104
Figura 5-3 curva vaso Sabbione	106
Figura 5-4 PUN medio annuale euro/MWh [fonte: GME]	107
Figura 5-5 producibilità impianto e energia prodotta annua	108
Figura 5-6 ricavi ed energia prodotta	109
Figura 5-7 volume invasato vs. portata turbinata	110
Figura 5-8 volume invasato e portata turbinata media mensile	110
Figura 5-9 ricavo e PUN medio mensile	111
Figura 6-1 Relazioni e scambi tra OGCM e AGCM	113

Figura 6-2 interazione tra le varie componenti dei ESM	114
Figura 6-3 Esempio di risoluzioni geografiche di modelli di diverse generazioni: FAR (IPCC, 1990), SAR (IPCC, 1996), TAR (IPCC, 2001) e AR4 (2007).	115
Figura 6-4 principali caratteristiche dei GCM utilizzati	116
Figura 7-1 confronto dati GCM con stazione Formazza su periodo di calibrazione	125
Figura 7-2 Bias GAO di precipitazione mensile periodo di calibrazione	125
Figura 7-3 confronto temperatura media GCM Formazza	126
Figura 7-4 scenari precipitazioni future GCM su periodi di controllo	127
Figura 7-5 variazione precipitazione % 2045-59	128
Figura 7-6 variazione precipitazione % 2086-100	128
Figura 7-7 variazione temperatura GCM scenari futuri	129
Figura 8-1 confronto piovosità stazione Formazza e Grimsel	131
Figura 8-2 modello CSI su giorno di pioggia Grimsel	132
Figura 8-3 variazione area ghiacciaio per scenari futuri	134
Figura 8-4 variazione volume ghiacciaio scenari futuri	135
Figura 8-5 variazione evapotraspirazione 2045-59	137
Figura 8-6 variazione evapotraspirazione 2086-2100	138
Figura 8-7 variazione evapotraspirazione %	139
Figura 8-8 portate medie mensili scenari	141
Figura 8-9 variazione portate percentuale	142
Figura 8-10 portata media nivale 2045-2059	144
Figura 8-11 portata media nivale 2086-2100	145
Figura 8-12 variazione percentuale portata nivale rispetto a periodo di calibrazione	146
Figura 8-13 variazione percentuale portata glaciale rispetto a 2000-2017	148
Figura 9-1 prezzo energia mensile periodo 2045-59	151
Figura 9-2 prezzo energia mensile periodo 2086-2100	152
Figura 9-3 variazione prezzi energia rispetto a 2005-2017	152
Figura 9-4 volume invasato 2045-59	153
Figura 9-5 volume invasato 2086-2100	153
Figura 9-6 produzione energia idro-elettrica per scenari futuri	155
Figura 9-7 ricavi centrale Morasco per scenari futuri	157
Figura 10-1 domanda mensile energetica in Italia [fonte TERNA]	160

Indice delle tabelle

Tabella 1 temperature medie Formazza Pian dei Camosci	27
Tabella 2 stazioni di temperatura	33
Tabella 3 precipitazioni totali Formazza (dal rosso al blu per valori crescenti)	41
Tabella 4 stazioni precipitazione per calcolo gradiente	42
Tabella 5 tabella CN utilizzati	50
Tabella 6 risultati calibrazione fusione nivale	67
Tabella 7 ablazione paline misurata	68
Tabella 8 valori DDI e RDI	70
Tabella 9 confronto area ghiacciaio misurata e area modello per periodo di calibrazione	87
Tabella 10 risultati estensione ghiacciaio modello	91
Tabella 11 contributi portata per mese	100
Tabella 12 contributi portata media totale	100
Tabella 13 dati mensili impianto 2005-2017	111
Tabella 14 tabella dati di precipitazione e temperatura downscale	129
Tabella 15 valori CSI mensili modello	132
Tabella 16 evapotraspirazione 2045-59	139
Tabella 17 evapotraspirazione 2086-2100	139
Tabella 18 portate mensili 2045-59	142
Tabella 19 portate mensili 2086-2100	142
Tabella 20 portata nivale 2045-59	147
Tabella 21 portata nivale 2086-2100	147
Tabella 22 portate glaciali 2045-59	148
Tabella 23 portata glaciale 2086-2100	148
Tabella 24 sintesi dati di produzione impianto	158

CAPITOLO 1

INTRODUZIONE

L'ultimo report dell'*Intergovernmental Panel on Climate Change* (IPCC, 2018) stima un rialzo delle temperature medie dall'epoca preindustriale di ben 1 C°. Questo dato è da ritenersi direttamente correlato all'attività antropica, in particolare all'emissione dei cosiddetti gas serra, che limitano la riflessione terrestre della radiazione solare.

Nello stesso report viene considerato probabile che tra il 2032 e 2050 le temperature si alzino di un altro mezzo grado Celsius, sia a causa dell'emissione di gas serra passata, il cui effetto non si esplica immediatamente, sia a causa delle emissioni che si avranno nei prossimi anni.

Il recente Accordo di Parigi del dicembre 2015, adottato da ben 195 Paesi, si prefigge di limitare il rialzo delle temperature appunto al valore di 1.5 C°, attivando normative stringenti per il contenimento dell'emissione di CO₂, il principale dei gas serra.

Contenere il rialzo al di sotto dei 2 C° sarà di vitale importanza per limitare l'impatto del riscaldamento globale sull'ecosistema e rendere possibile la sopravvivenza di specie animali e società umane più esposte.

Il riscaldamento globale, infatti, è all'origine di intensi cambiamenti del sistema Terra, tra cui l'innalzamento del livello degli oceani, la devastazione della barriera corallina, da cui dipende la sopravvivenza di molte specie marine, la desertificazione ed il ritiro dei ghiacciai.

Il ritiro dei ghiacciai è una delle conseguenze più evidenti del *Global warming*, e la relazione tra le due variabili è molto studiata in letteratura. L'elaborato qui esposto rientra appunto nell'ambito dello studio dell'impatto del riscaldamento globale sui corpi glaciali.

1.1 Ghiacciai alpini e riscaldamento globale

L'inizio della fase di ritiro dei ghiacciai alpini, che si protrae fino a oggi, coincide con la fine della Piccola Era Glaciale (Maisch, 2000), durata all'incirca dal XV a metà del XIX secolo, in cui si è avuto un calo delle temperature di circa $0,6\text{ C}^\circ$ nell'emisfero australe (Bradley and Jones, 1993; Jones et al., 1998; Mann et al., 1998, 1999).

Dal 1850 si è assistito ad un graduale aumento della temperatura globale, con trend in accelerazione negli ultimi decenni. La variazione di temperatura, tuttavia, non è stata uniforme su tutto il globo: sugli oceani, ad esempio, il rialzo termico è stato più lieve che sulla terraferma.

Per quanto riguarda le Alpi invece l'aumento di temperatura è stato maggiore rispetto al valore medio di 1 C° : il grande numero di misure di temperatura a disposizione hanno permesso di stimare con una certa affidabilità un rialzo di ben $1,4\text{ C}^\circ$ nell'arco 1906-2005 (Brunetti et al., 2009).

Questo ha determinato complessivamente una forte riduzione della superficie dei ghiacciai Alpini. Per le sole Alpi svizzere si è stimato nell'intervallo 1850-1973 una perdita di area coperta da ghiacciai di 500 km^2 , pari al 27% dell'area iniziale (Maisch, 2000), mentre nello stesso periodo (1820-1975), in Val D'Aosta si è avuta una contrazione dei ghiacciai di ben il 41.5 % (Vanuzzo, 2001).

Per quanto riguarda specificatamente l'Italia, il ritiro dei ghiacciai non è stato costante in questo lasso di tempo, ma si sono alternati periodi di forte ritirata ad altri di espansione.

Il primo catasto, "L'elenco dei ghiacciai italiani", è stato redatto nel 1925, nel quale sono solo stati catalogati i vari corpi glaciali, senza misure di area.

Le prime misure d'area disponibili sono quelle del catasto del 1962, che è stato messo a confronto con quelli del 1984 e 2015 (Smiraglia et al., 2015).

A fronte di una superficie di 519 km^2 del 1962 si è passati ad avere un'estensione di 609 km^2 nel 1984, con un'espansione di ben il 17%. Il trend è poi tornato fortemente verso il ritiro negli anni successivi, per arrivare al 2015 con un'area ricoperta di ghiacciai di 368 km^2 , con una variazione rispetto al precedente valore di quasi il 40%.

1.2 Ghiacciai e idroelettrico

Una delle questioni in essere relative alla scomparsa dei ghiacciai alpini è il loro impatto sulla produzione di energia idroelettrica. Molte centrali, soprattutto quelle in alta montagna, sfruttano acqua proveniente dalla fusione dei ghiacciai, e, con il ritiro di questi, si pone il problema di quantificare il loro contributo alla produzione della centrale. Inoltre, con

il riscaldamento globale aumenterà anche l'evapotraspirazione, che sottrae acqua all'invaso, con un ulteriore effetto negativo sulla produzione.

Gli studi esistenti in letteratura non danno risposte univoche per il futuro dell'idroelettrico sulle Alpi, in quanto il problema dipende molto dalle condizioni del sito in esame, e dalle previsioni di precipitazione per l'area.

Per la regione occidentale del bacino dell'Adda, per esempio, si è stimato un impatto negativo del ritiro dei ghiacciai, mentre, in quella orientale, l'apporto delle precipitazioni rende poco influente la contrazione dei ghiacciai (D'Agata et al., 2018).

Un altro studio, condotto sulla diga di Mauvoisin, nel cantone Vallese della Svizzera, prevede un calo di produzione del 36% in futuro dovuto alla riduzione dell'area coperta da ghiaccio e di precipitazione (Schaepli et al., 2007).

Riguardo a quest'ultima, ricordiamo che c'è una correlazione positiva tra temperature medie e precipitazioni a scala globale; l'aumento di temperatura porta infatti a maggiori masse d'acqua che evaporano dagli oceani e che poi si riversano sulla Terra sotto forma di precipitazione.

È stato stimato che in seguito ad un aumento di temperatura di un 1 C° corrisponde un aumento di precipitazione del 2-3% (Allan et al., 2014); questo dato, tuttavia, corrisponde ad una media globale mentre per valutare gli effetti del global warming a livello locale è necessario ricorrere a modelli meteorologici.

Sarà quindi necessaria, tramite un modello idrologico, la valutazione in contemporanea di evapotraspirazione, precipitazione e fusione glaciale, per poter trarre delle conclusioni sulla producibilità dell'impianto.

CAPITOLO 2

AREA DI STUDIO E RACCOLTA DATI

Requisito essenziale per il buon funzionamento di un modello idrologico è l'utilizzo di dati più rappresentativi e precisi possibile.

Un errore, anche piccolo, nei dati di partenza può condurre a gravi distorsioni del modello; per questo è necessario utilizzare dati di stazioni il più vicino possibili e con caratteristiche geografiche simili a quelle del bacino, verificando che le serie registrate non abbiano bias e siano complete.

Il modello digitale del bacino deve inoltre avere una risoluzione abbastanza elevata da cogliere con precisioni le variazioni di pendenza del terreno, e dall'altra parte deve poter permettere di processare i dati in tempi ragionevolmente brevi. Si è trovato per questo elaborato il giusto compromesso in un modello a risoluzione di 25 metri.

2.1 CARATTERISTICHE BACINO

La Val Formazza si situa all'estremo Nord del Piemonte nel comprensorio della Val D'Ossola [Figura 2-1]. Le sue montagne fanno parte delle Alpi Lepontine, la cui formazione risale al tardo Cretaceo. I deflussi delle acque meteoriche vengono raccolti dal fiume Toce che sfocia nel Lago Maggiore.



Figura 2-1 carta Val Formazza (delimitata in rosso)

Il bacino del Sabbione, occupa l'estremità occidentale della valle, ed il suo lago è il più esteso della Val Formazza (è riconoscibile per la forma a "B").

All'interno della vallata, la cima più elevata è il Corno Cieco o *Blinnehorn* ($46^{\circ}25'33.09''N$, $8^{\circ}18'27.68''E$, 3374 m s.l.m.) [Figura 2-2], posto sullo spartiacque tra Svizzera e Italia.

Dalla cresta Sud-Ovest si sviluppa la sommità del ghiacciaio Settentrionale del Sabbione.

A dividere le due parti del ghiacciaio è posta la Punta del Sabbione ($46^{\circ}24'14.22''N$, $8^{\circ}18'34.97''E$, 3182 m s.l.m.) [Figura 2-2].

La terza cima del bacino è la Punta d'Arbola ($46^{\circ}23'11.09''N$, $8^{\circ}19'7.06''E$, 3235 m s.l.m.) [Figura 2-3], ben visibile dal paramento della diga, sul cui versante Nord-Est si sviluppa il ghiacciaio Meridionale del Sabbione.



Figura 2-2 Vette del bacino del Sabbione



Figura 2-3 Punta d'Arbola (in alto), ghiacciaio meridionale (al centro) diga del Sabbione (in basso)

Il bacino idrografico della diga, [Figura 2-4] ossia l'area le cui acque di deflusso vengono raccolte nell'invaso, comprende la cresta delle tre sopracitate vette, il ghiacciaio Settentrionale del Sabbione quasi per intero, e gran parte del ghiacciaio Meridionale, di cui rimane esclusa una piccola frazione a Sud-Est.

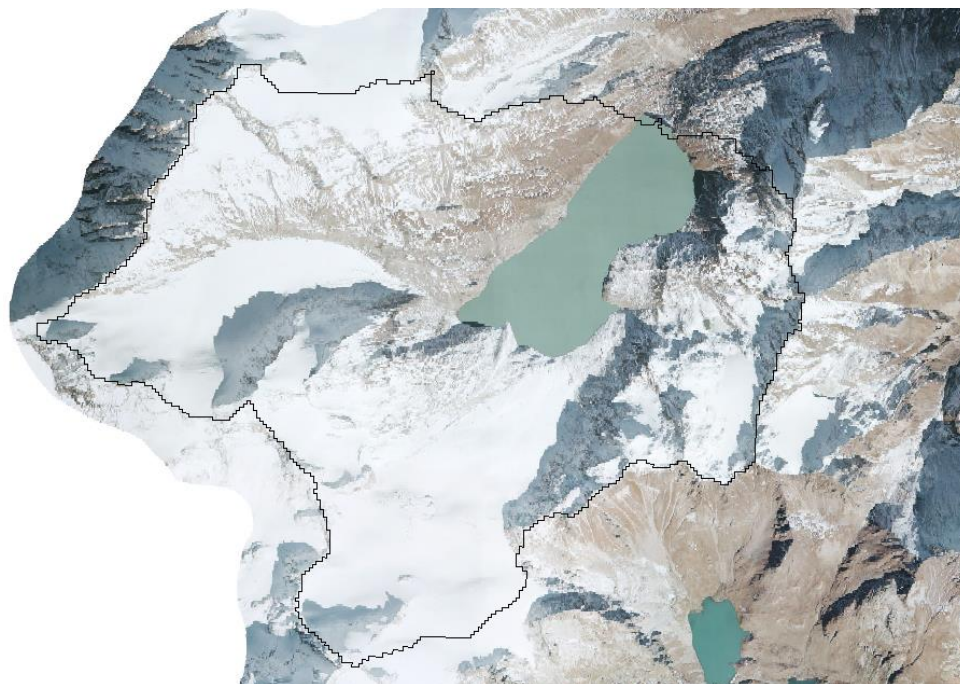


Figura 2-4 bacino idrografico diga

Il lago del Sabbione, creato artificialmente con la costruzione della diga, ricopre circa il 10% del bacino (1.2 km² contro i 14,53 del bacino). Il suo caratteristico colore turchese, tipico dei laghi alpini, è dovuto allo scioglimento glaciale ed all'alto contenuto di materiale inorganico presente.

2.1.1 Modello digitale e curva ipsografica

Per delimitare il bacino della diga è stato necessario utilizzare un *DTM* (*Digital Terrain Model*), una mappa digitale del terreno in formato *raster*, cioè discretizzata su una matrice di celle. Il DTM scelto [Figura 2-5 DTM bacino diga] è quello a passo di 25 metri fornito dal geoportale della regione Piemonte, questo è stato ottenuto dal DTM ottenuto dalle riprese aeree 2009-2011 a scala 5 metri con precisione in quota di 30cm elaborato con tecnologia *LIDAR* (*Light Detection and Radar*).

DEM ripresa aerea 2009-2011

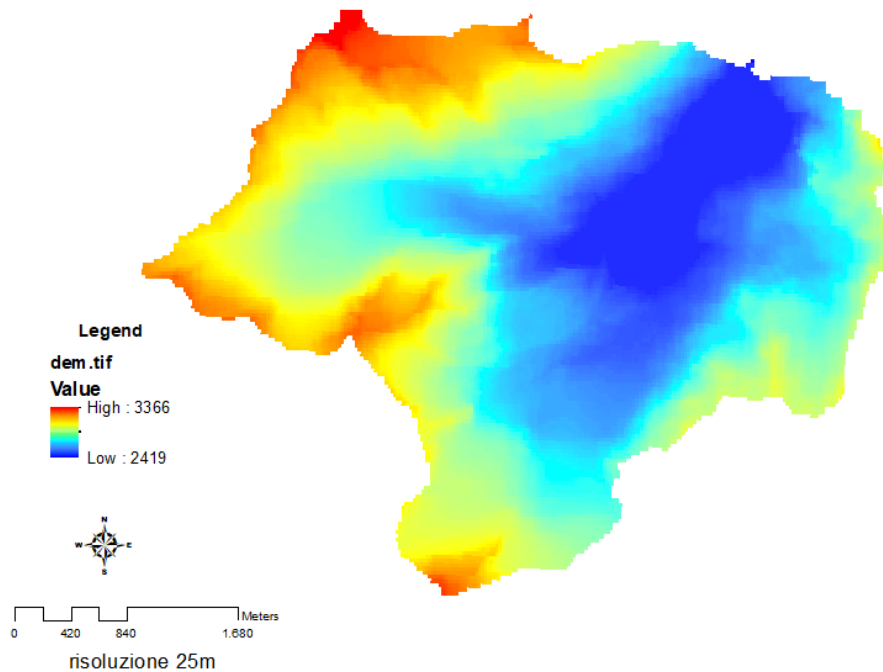


Figura 2-5 DTM bacino diga

Dal DTM si possono ottenere informazioni sulla pendenza del terreno e si può ricavare la curva ipsografica [Figura 2-6]. Questa permette di visualizzare come sono distribuite le quote all'interno del bacino: sull'asse delle ordinate leggiamo la quota, e su quello delle ascisse l'area sottesa, cioè l'area del bacino la cui quota è uguale o superiore a quella segnata dalla curva.

Per i bacini alpini geologicamente giovani come il nostro la curva generalmente è molto pendente nel primo tratto, il che significa che le aree ad alta quota occupano solo una piccola area del bacino.

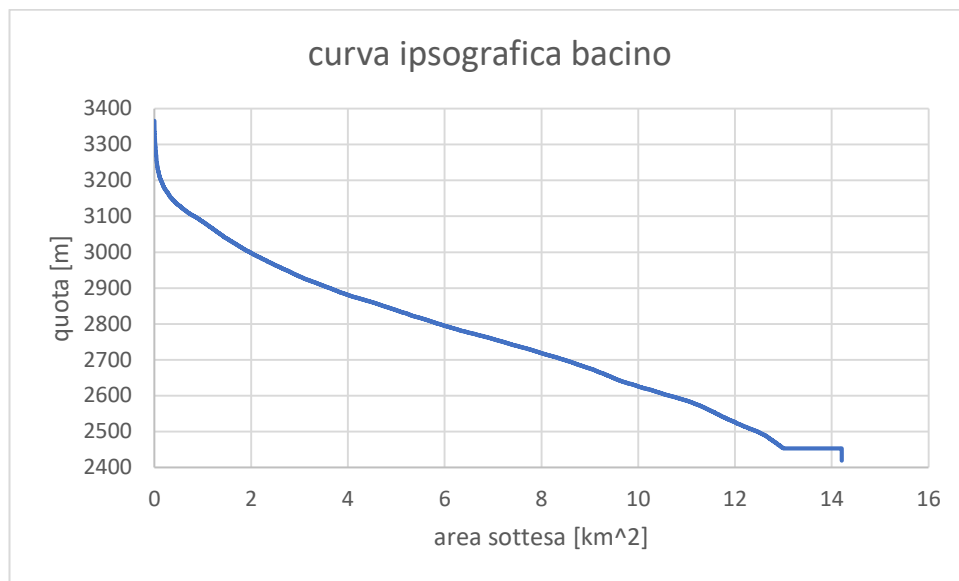


Figura 2-6 curva ipsografica

2.2 Evoluzione del ghiacciaio da fine '800 a oggi

In letteratura sono reperibili molte informazioni circa il ghiacciaio del Sabbione, che è stato argomento di diversi studi. Questo ci ha permesso di tracciarne in modo abbastanza dettagliato il suo sviluppo e l'interazione con la diga, la quale, come spiegheremo in seguito, ha avuto un grande impatto sul suo ritiro.

2.2.1 Dal 1898 al 1953

Le prime informazioni rintracciate del ghiacciaio del Sabbione risalgono al 1898, con la "Geologische Karte der Simplon-Gruppe" [Figura 2-7], la carta geologica del gruppo del Sempione. In questa il ghiacciaio del Sabbione rappresenta un corpo unico esteso fino alla stretta rocciosa, dove oggi è collocata la diga.



Figura 2-7 Carta geologica 1898

Il primo bollettino del *Comitato Glaciologico Italiano* (CGI) in cui viene citato il ghiacciaio del Sabbione è del 1925, nel quale è già evidenziato il ritiro del ghiacciaio di circa un metro rispetto all'anno precedente. Nel bollettino del 1928 si è misurato un lieve avanzamento di 0,75m rispetto al 1925, coerentemente con l'espansione di altri ghiacciai alpini negli anni '20 (Pelfini et al. 2002).

Il bollettino del 1940, ad opera del geografo R. Pracchi, è più dettagliato e descrive una triforcazione della fronte glaciale in 3 lingue, la maggiore delle quali raccoglie le sue acque verso Val Sabbione in un piccolo lago, formatosi in seguito al ritiro della fronte successivo al 1928 [Figura 2-8], che poi prosegue nel Rio Sabbione.



Figura 2-8 foto del ghiacciaio meridionale del 1940

Dal 1885 al 1952, tramite confronto con carte IGM e CNS è stata stimata una regressione della fronte di ben 350 m (Casale 2011).

2.2.2 Dal 1953 al 2000

La costruzione della diga

La diga [Figura 2-9], inaugurata nel 1953, venne costruita dall'Edison nel corso di 5 anni con il lavoro di oltre 1200 uomini tra tecnici e operai. La sua realizzazione è stata immortalata dal documentario opera prima di un giovanissimo Ermanno Olmi, di cui esistono due versioni, "Sabbioni, una diga a quota 2500 metri" e "La diga del ghiacciaio", in cui sono reperibili importanti informazioni tecniche.

Alta 63 metri con 273 metri di coronamento, la diga è di tipo a gravità alleggerita e costituita da 11 elementi cavi ed indipendenti, e forma il secondo invaso per capacità di tutto l'arco alpino.

Per la produzione di energia elettrica si è costruita in caverna la centrale "Piero Ferrerio", sulle sponde del lago di Morasco, nel quale sono alloggiare due turbine Pelton ad asse verticale.

La sua capacità inizialmente era di 26 milioni di metri cubi, in quanto il lago inizialmente lambiva la parte terminale del ghiacciaio meridionale. Nella seconda metà degli

anni '80, con l'emersione completa del ghiacciaio, la sua capacità è aumentata a oltre 44 milioni di metri cubi.

La dinamica di fusione glaciale, così come previsto dai costruttori, venne di molto accelerata dall'invaso artificiale, in quanto l'acqua del lago scambia molto più calore con la massa glaciale rispetto all'aria.



Figura 2-9 realizzazione diga Sabbione

La foto aerea dell'Istituto Geografico Militare dell'11 agosto 1954 [Figura 2-10] ci permette di valutare in modo preciso lo stato di salute del ghiacciaio in quell'anno e l'estensione del lago in seguito alla costruzione della diga. Notiamo come ormai ghiacciaio

Meridionale e Settentrionale costituiscano 2 unità autonome, e, mentre quello Nord non è interessato dalla presenza del lago, quello meridionale ha la lingua parzialmente sommersa.



Figura 2-10 foto aerea IGM 1954

Negli anni seguenti come conseguenza di questa immersione si ebbero diversi fenomeni di *calving*, ossia distacchi di masse glaciali che sono precipitate nel lago. Insieme a queste nel lago si scaricarono grandi masse di detriti provenienti dalle morene.

Mazza e Mercalli hanno stimato per il periodo 1885-1987 un arretramento di circa 1600m, pari a circa il 37% della lunghezza iniziale (Mazza e Mercalli, 1991). Se sottraiamo a questa la stima sopracitata di Casale otteniamo un arretramento per l'arco 1952-1985 un arretramento netto di 1250m, con un ritiro medio annuo di 33.78 m contro i 5.22 m del periodo 1885-1952.

Inoltre, Mazza e Mercalli hanno stimato sempre per il periodo 1885-1987 una riduzione di volume del ghiacciaio di circa il 50% di quello iniziale.

Dal 1985 sono disponibili le prime immagini del satellite LANDSAT 5 ESA [Figura 2-11] relativo al bacino del Sabbione. Per quanto la risoluzione sia bassa si può constatare l'enorme variazione del ghiacciaio rispetto alla foto IGM del 1954: il ghiacciaio ormai è fuoriuscito dal lago, il quale ha raggiunto le sue dimensioni attuali.

Notiamo, come appunto era stato anticipato, che il ghiacciaio settentrionale ha subito il ritiro maggiore. Il report del CGI del 1986 di A. Mazza segnala lo stato di sofferenza del ghiacciaio Meridionale sul quale sono diffusi crepacci su tutta l'area.

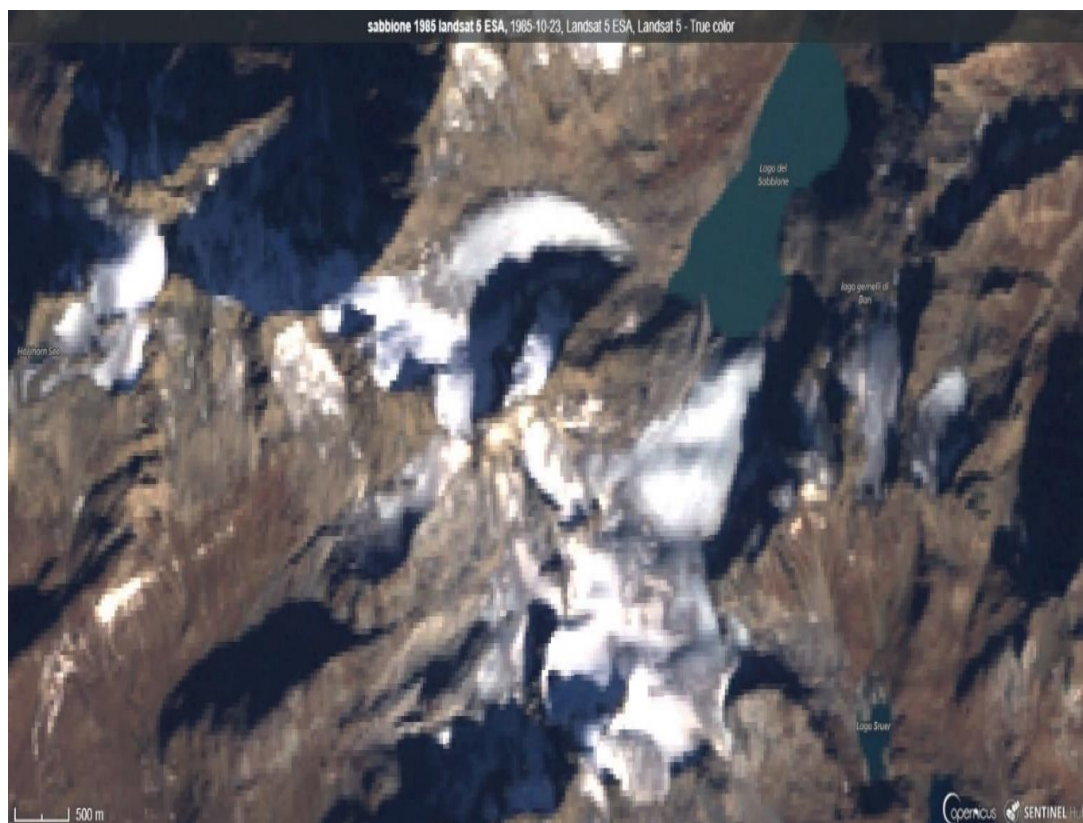


Figura 2-11 LANDSAT 5 23/10/1985

Il geoportale della regione Piemonte mette a disposizione foto aeree rettificata e georeferenziate, in gergo tecnico *ortofoto*, per gli anni 1994, 1999, 2007, 2012 e 2015.

Con queste, se nella foto non è presente neve, si può tracciare facilmente il perimetro del ghiacciaio e quantificarne il ritiro.

In particolare, nell'ortofoto del 1994, si può apprezzare l'emersione di ammassi rocciosi nella parte più a monte del ghiacciaio Meridionale pur essendo ancora coperto da neve.

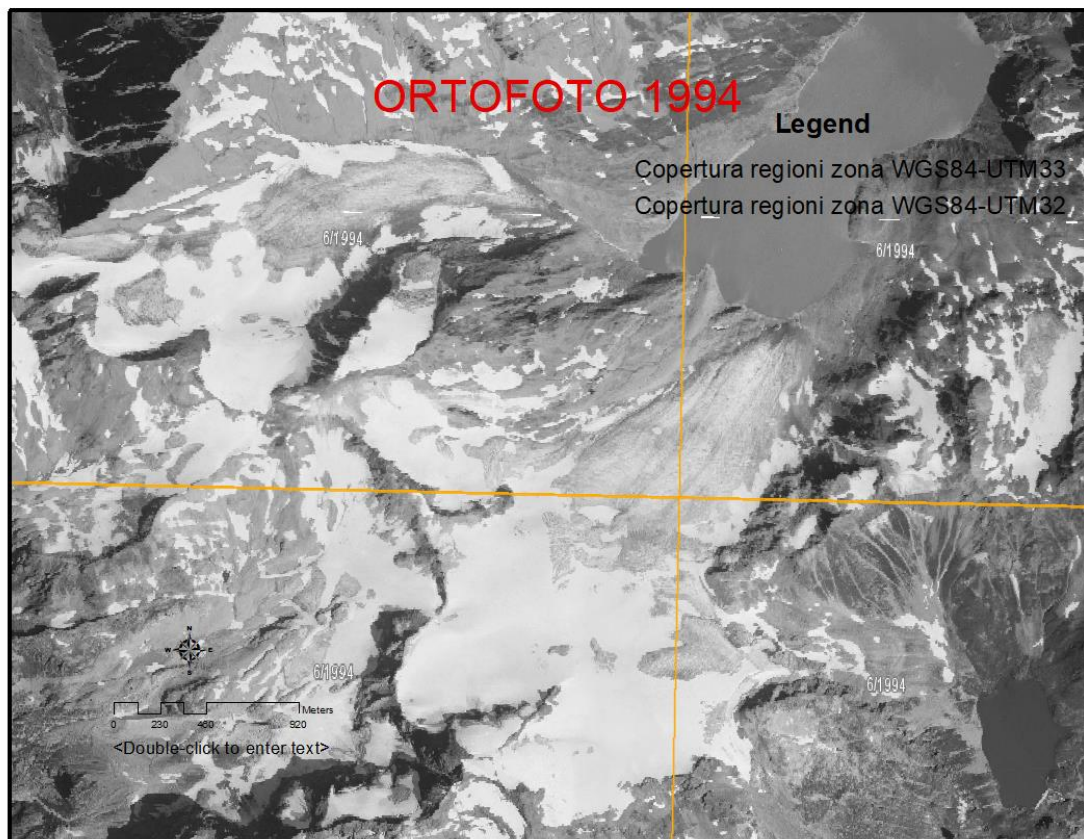


Figura 2-12 Ortofoto 1994

2.2.3 Dal 1999 al 2017

In questo periodo di tempo il ghiacciaio è stato studiato con maggior dettaglio, in quanto, come verrà spiegato in seguito, la finestra temporale dal 2000 al 2017 è stata quella scelta per la calibrazione del modello idrologico.

L'ortofoto del 1999 [Figura 2-13 ortofoto 1999 e perimetro ghiacciaio] è stata quella usata per tracciare il perimetro del ghiacciaio da mettere in input al modello.

Per processare le ortofoto e ricavarne i profili del ghiacciaio si è fatto uso del software *Arcgis* prodotto da ESRI. Lo stesso programma è stato usato per delimitare il bacino della diga utilizzando il DTM (*digital terrain model*) del 2009 messo a disposizione dal geoportale Piemonte.

Purtroppo, come si può notare la foto è stata presa a novembre, dopo le prime nevicate, e questo ha reso difficile l'esatta determinazione del perimetro glaciale. Tuttavia, si sono riusciti ad intravedere dei rilievi rocciosi emergere dal ghiacciaio Meridionale.

Nella figura sottostante si possono vedere sia il perimetro totale del ghiacciaio sia la parte di ghiacciaio appartenente al bacino, che esclude una piccola parte ad Ovest del ghiacciaio Settentrionale e una parte rilevante a Sud di quello Meridionale.

Oltre al ghiacciaio Meridionale e Settentrionale si è evidenziato anche la piccola frazione del ghiacciaio Centrale del Sabbione, messa ben in risalto nella Figura 2-14, numero 356.1 del “Nuovo Catasto dei Ghiacciai Italiani” a cura di C. Smiraglia e G. Dolaiuti (i ghiacciai Meridionale e Settentrionale sono rispettivamente il numero 356 e 357).

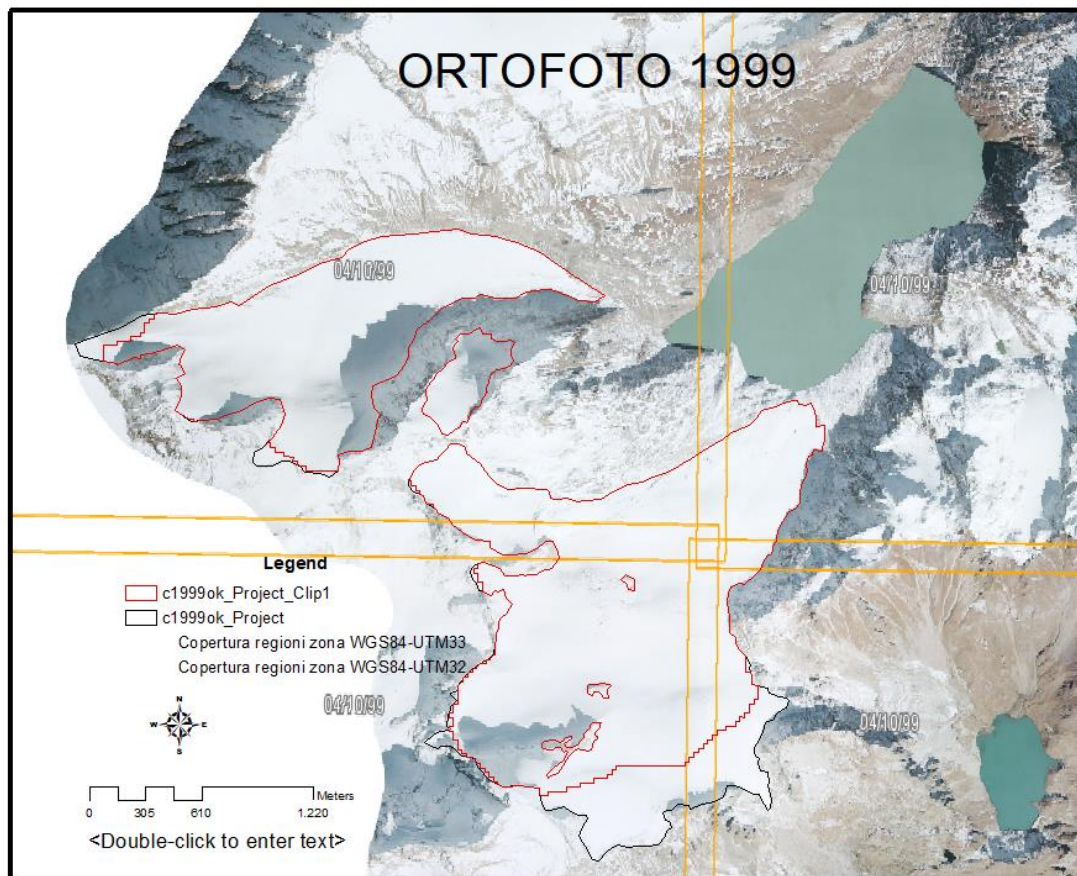


Figura 2-13 ortofoto 1999 e perimetro ghiacciaio



Figura 2-14 foto scattata nel 2014 del ghiacciaio Centrale del Sabbione (al centro cerchiato in rosso), Meridionale (a sinistra) e Settentrionale (a destra)

Il primo dato utilizzato per verificare l'adattamento del ghiacciaio secondo il modello idrologico al dato reale è l'ortofoto del 2007 [Figura 2-15].

In questa si evidenzia un nuovo affioramento di roccia nel ghiacciaio Meridionale, in prossimità della zona d'ablazione, e l'ingrandirsi degli altri affioramenti.

Essendo la foto priva di neve, si può vedere come il perimetro del ghiacciaio nella zona d'ablazione sia molto più scuro rispetto alla parte più interna.

Questa colorazione è dovuta al grande numero di detriti presenti nelle morene.

Questi hanno un duplice impatto sulla dinamica di ritiro del ghiacciaio:

da una parte, rendendolo più scuro, ne diminuiscono l'albedo e quindi la radiazione riflessa, accelerandone la fusione; dall'altra parte i detriti, a seconda di dimensioni e distribuzione, proteggono dall'azione del vento e dai raggi solari il ghiaccio, riducendone lo scioglimento (Bocchiola et al., 2010).

Tuttavia, questi due effetti non sono stati considerati per questo elaborato, in quanto la morena rappresenta comunque una piccola frazione del ghiacciaio, ed è ragionevole considerare il suo contributo sulla dinamica glaciale complessiva trascurabile.

Le morene hanno reso difficile identificare con esattezza il perimetro del ghiacciaio Settentrionale in prossimità della lingua d'ablazione [Figura 2-16], andando parzialmente a falsare il profilo in quella sezione.

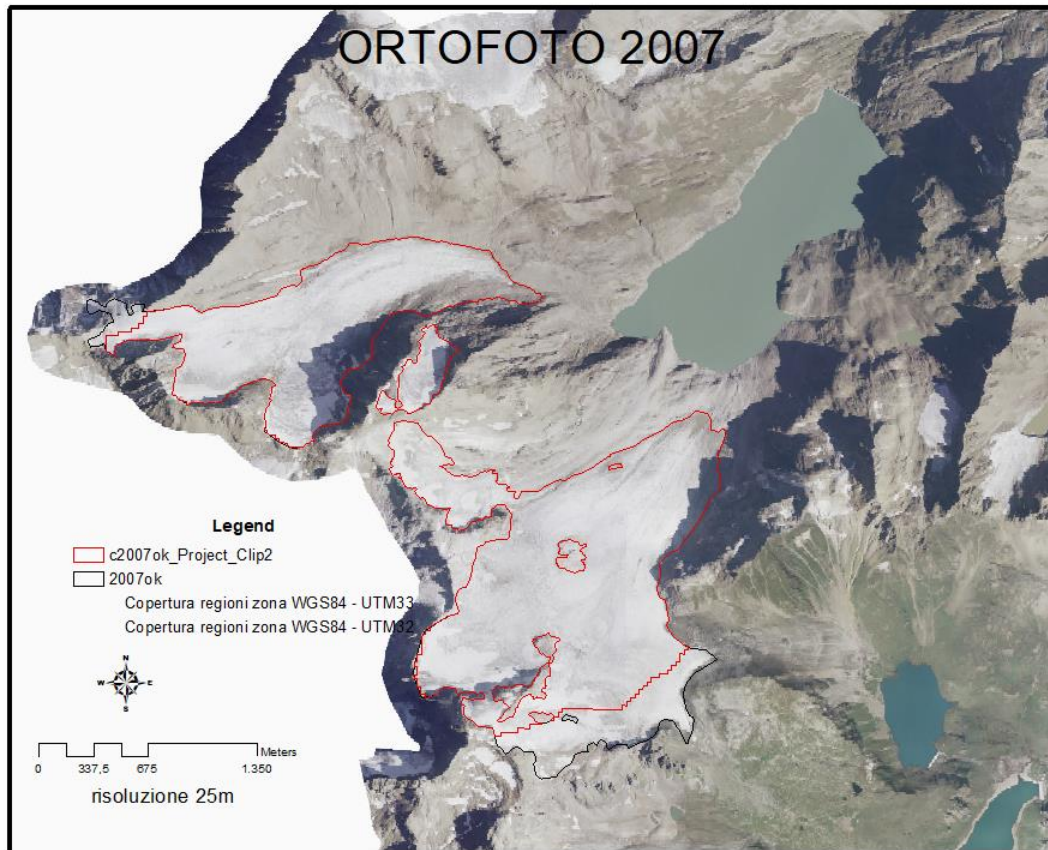


Figura 2-15 ortofoto 2007 e perimetro ghiacciaio

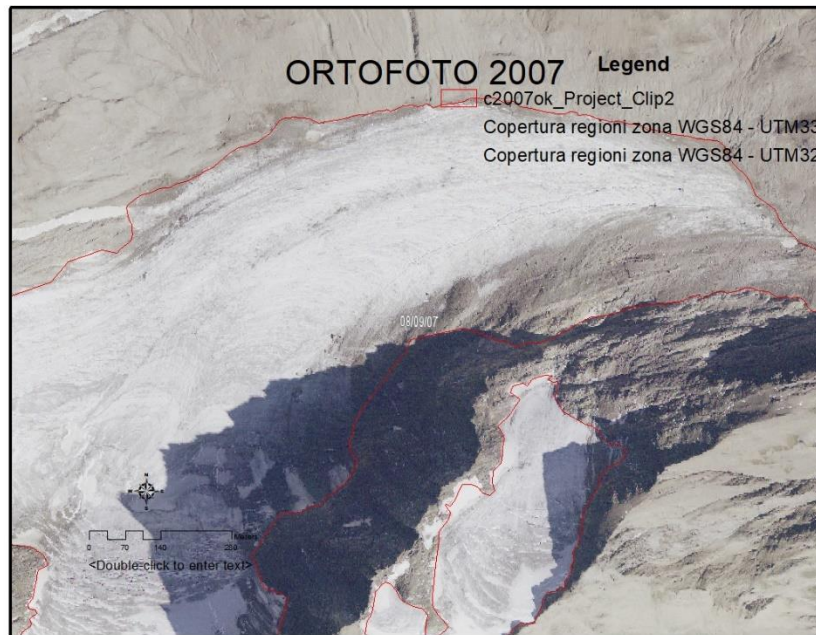


Figura 2-16 punta ghiacciaio Settentrionale 2007

Nel luglio 2011, nell'ambito di un corso di Indagini Geologiche organizzato da Imageo Srl e dalla Società Meteorologica Italiana di Bussoleno, sono state effettuate delle indagini sul ghiacciaio del Sabbione Meridionale con lo scopo di:

- ricostruire la topografia del ghiacciaio con rilievi GPS
- misurare lo spessore del ghiacciaio lungo alcune tracce [Figura 2-17, Figura 2-18 e Figura 2-19] con tecnica GPR (*Ground Penetrating Radar*), che consiste nel misurare il tempo di ritorno dell'onda radar nel terreno, e da questa ricavarne lo spessore glaciale.
- Installare 4 paline ablatometriche [Figura 2-20], ossia aste graduate, la cui lettura viene registrata annualmente dall'operatore Paolo Valisa per misurare l'entità della fusione glaciale.

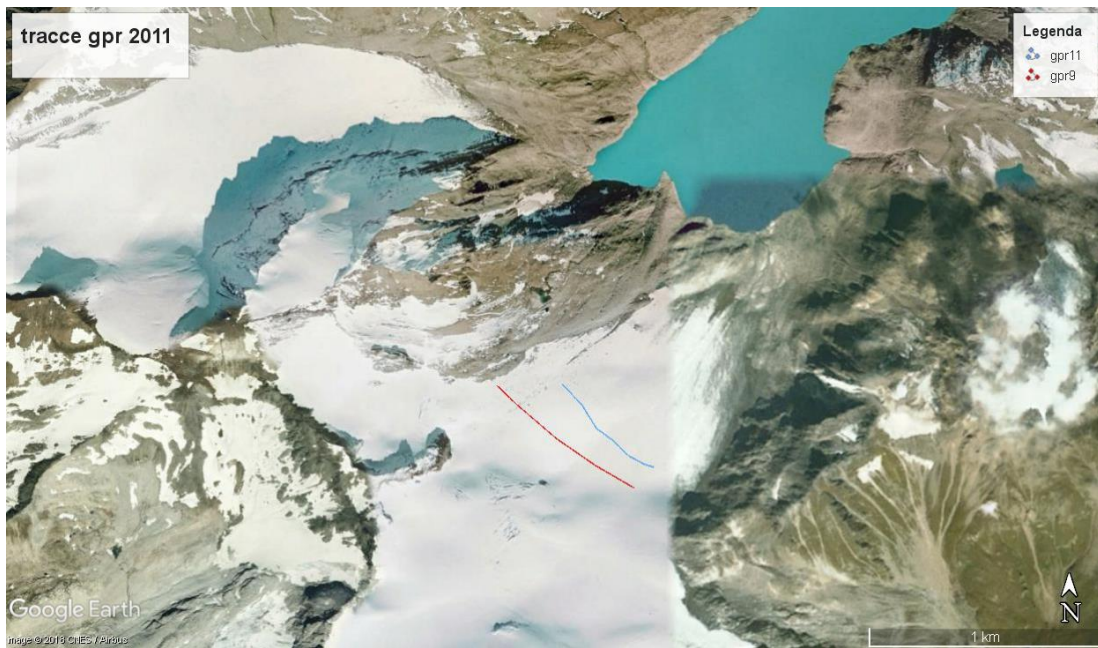


Figura 2-17 tracce GPR 2011

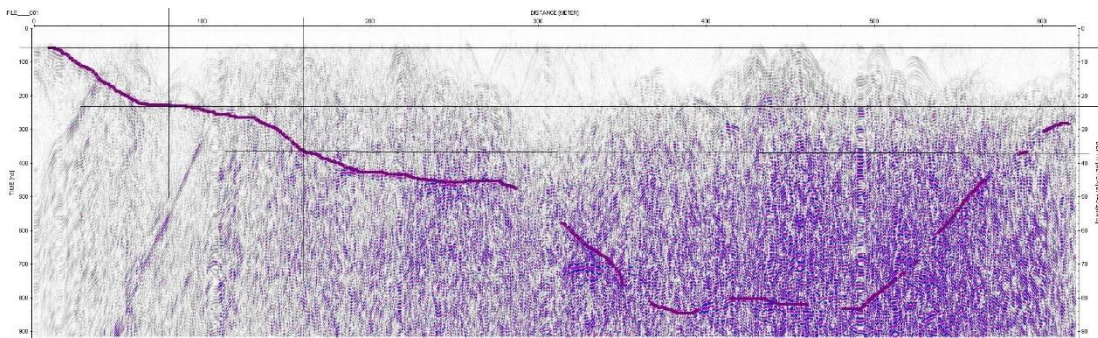


Figura 2-18 traccia GPR 9

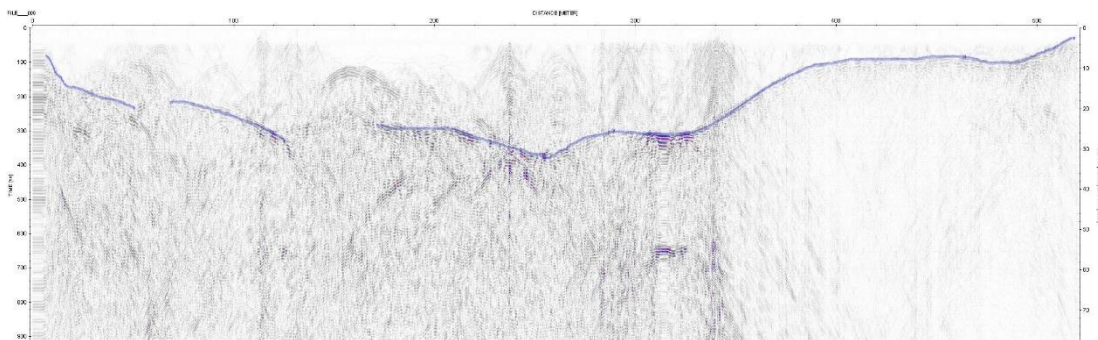


Figura 2-19 traccia GPR 11

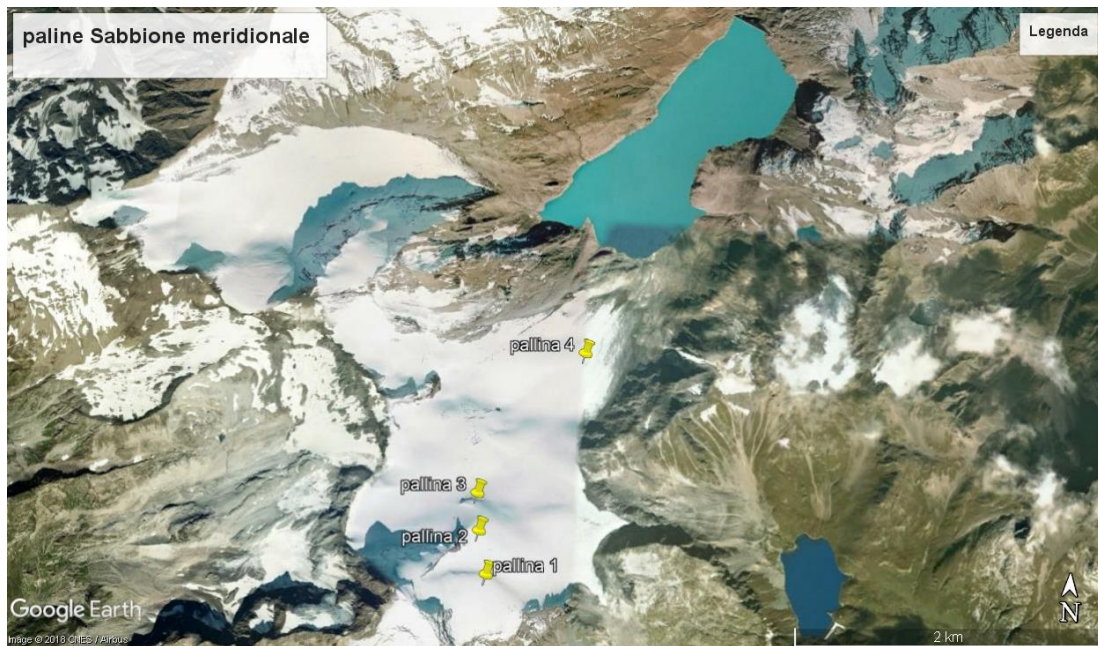


Figura 2-20 paline ablatometriche

Nel 2012 [Figura 2-21] l'emersione della roccia nella lingua del ghiacciaio Meridionale si è estesa fino a costituire il perimetro esterno del ghiacciaio. Il ritiro della frazione Meridionale è notevole: dal 2007 il ritiro è di circa 175 m, con una media annuale di 35 metri. Ingrandendo l'immagine sono visibili numerosi crepacci estesi su tutta la superficie glaciale. Il ritiro del ghiacciaio comporta inoltre l'accumulo di detriti sempre maggiore, che scuriscono notevolmente il ghiacciaio rispetto alla precedente ortofoto.

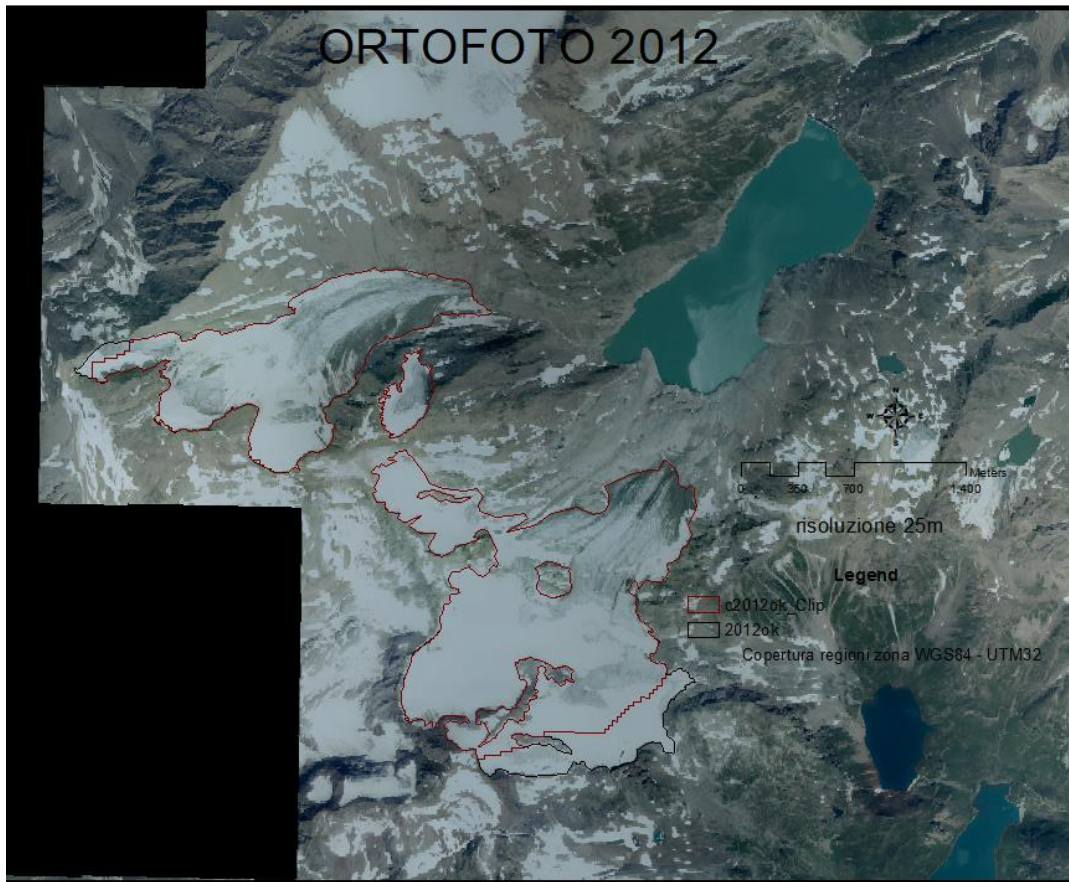


Figura 2-21 ortofoto 2012

L'ortofoto del 2015 [Figura 2-22] è quasi completamente priva di neve, è lasciato quindi scoperta la superficie glaciale che presenta crepacci, spaccature e detriti su tutta la superficie. Il ritiro è stato consistente sia sulla frazione Meridionale che Settentrionale. Dal ghiacciaio Meridionale si è separata una piccola frazione che costituisce un'unità autonoma.

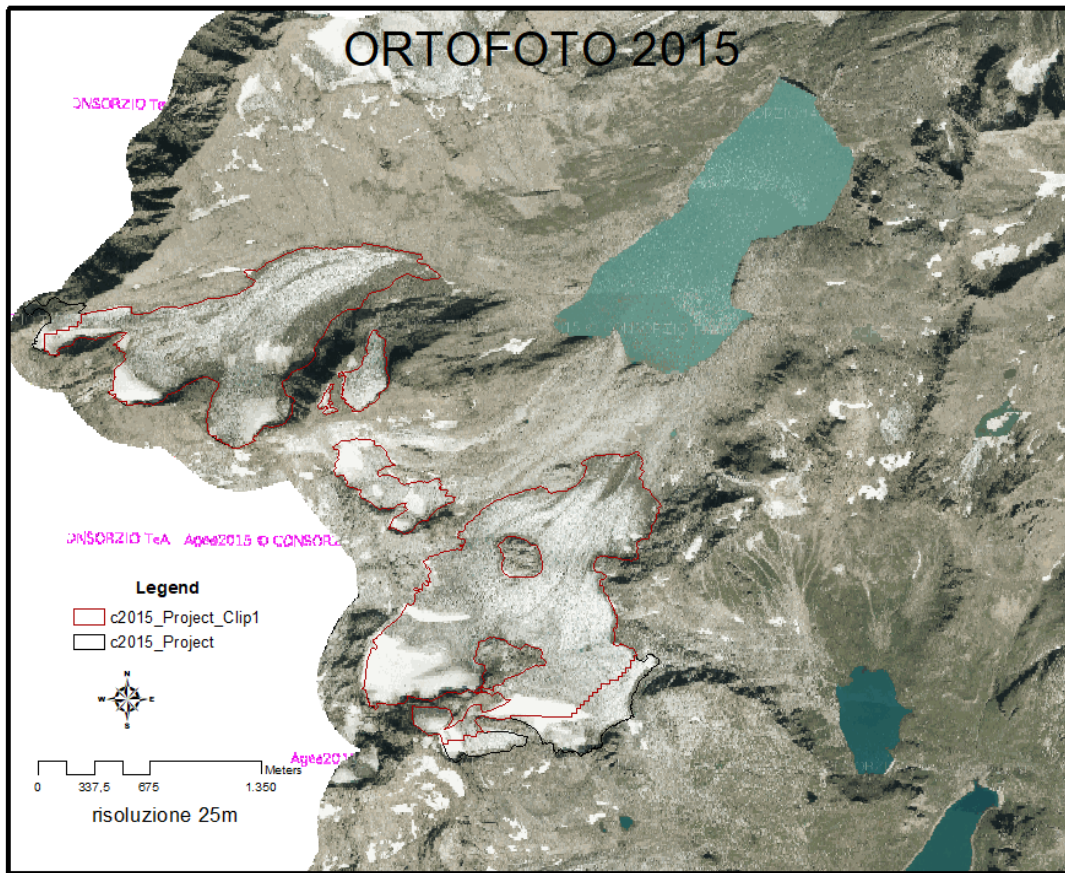


Figura 2-22 ortofoto 2015

Infine, si è usata un'immagine del satellite *Sentinel* del 2017 [Figura 2-23] per poter paragonare il perimetro finale di fine calibrazione. Sebbene l'immagine sia di risoluzione minore rispetto all'ortofoto, si possono evidenziare grandi spaccature anche sul ghiacciaio Settentrionale, mentre nel ghiacciaio Meridionale la fronte, nella parte Sud, ha raggiunto le

rocce emerse, rendendo di fatto la geometria del ghiacciaio molto irregolare.

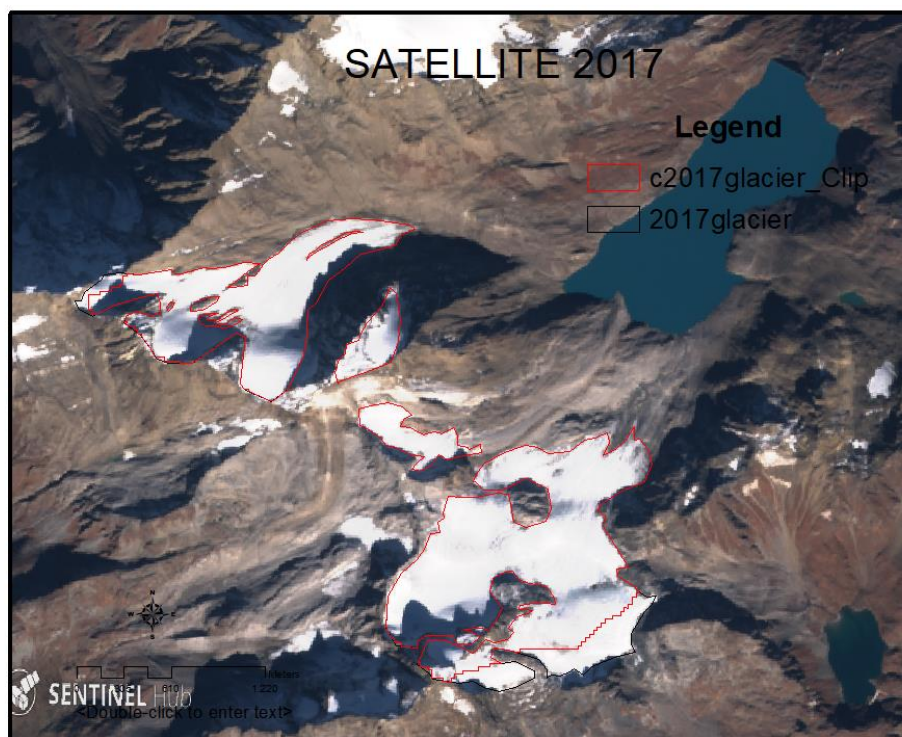


Figura 2-23 Sentinel 2017

2.3 Dati Meteo

Le stazioni meteorologiche più in prossimità segnalate dall'ARPA Piemonte sono la stazione Formazza Pian dei Camosci [Figura 2-24] ($46^{\circ}25'60''$ N, $8^{\circ}21'30.00''$ E, 2453 m s.l.m.), gestita direttamente da ARPA, e quella di Formazza Lago Sabbione (2407 m s.l.m.), gestita da ENEL, di cui non si hanno informazioni precise sulla collocazione, inoltre della seconda stazione sono disponibili solo i dati di neve fresca e neve al suolo dal 1990.

La stazione Pian dei Camosci registra invece i dati di temperatura e di pioggia dal 1988, mentre nel 1997 è stato installato un nivometro.

La prima ortofoto disponibile dopo il 1997 è quella di fine 1999, si è pertanto deciso di far partire il periodo di calibrazione dal 1° gennaio 2000.

Useremo come stazione di riferimento quella di Pian dei Camosci, i cui dati di neve fresca e neve al suolo saranno validati con quelli del Lago Sabbione.

Per il dato di radiazione solare si userà invece quello della stazione di Grimsel Hospiz, in Svizzera ($46^{\circ} 34' 18''$ N, $08^{\circ} 19' 60''$ E, 1980 m s.l.m.).



Figura 2-24 stazione Formazza Pian dei Camosci

2.3.1 Dati di temperatura

La stazione fornisce i dati su scala giornaliera di temperatura media, minima e massima.

Di seguito i grafici di temperatura media, massima e minima su media mensile [Figura 2-25 e Tabella 1] e su media annuale [Figura 2-26].

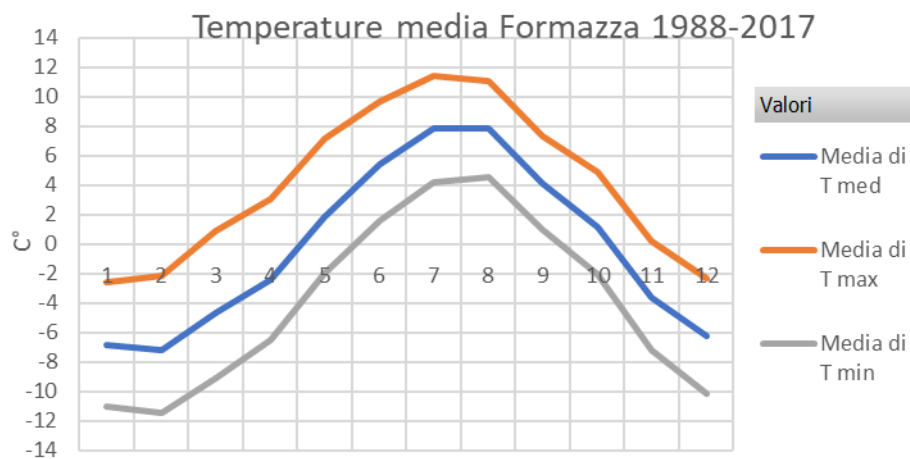


Figura 2-25 dati mensili temperatura Formazza

mese	Media di T med	Media di T max	Media di T min
gen	-7.291	-2.962	-11.432
feb	-7.320	-2.136	-11.634
mar	-4.549	1.320	-8.966
apr	-1.774	3.945	-6.039
mag	2.108	7.419	-1.825
giu	6.196	10.624	2.286
lug	7.951	11.534	4.245
ago	7.857	11.144	4.532
set	4.470	7.758	1.247
ott	1.457	5.285	-1.864
nov	-3.198	0.749	-6.694
dic	-6.186	-2.161	-10.085

Tabella 1 temperature medie Formazza Pian dei Camosci

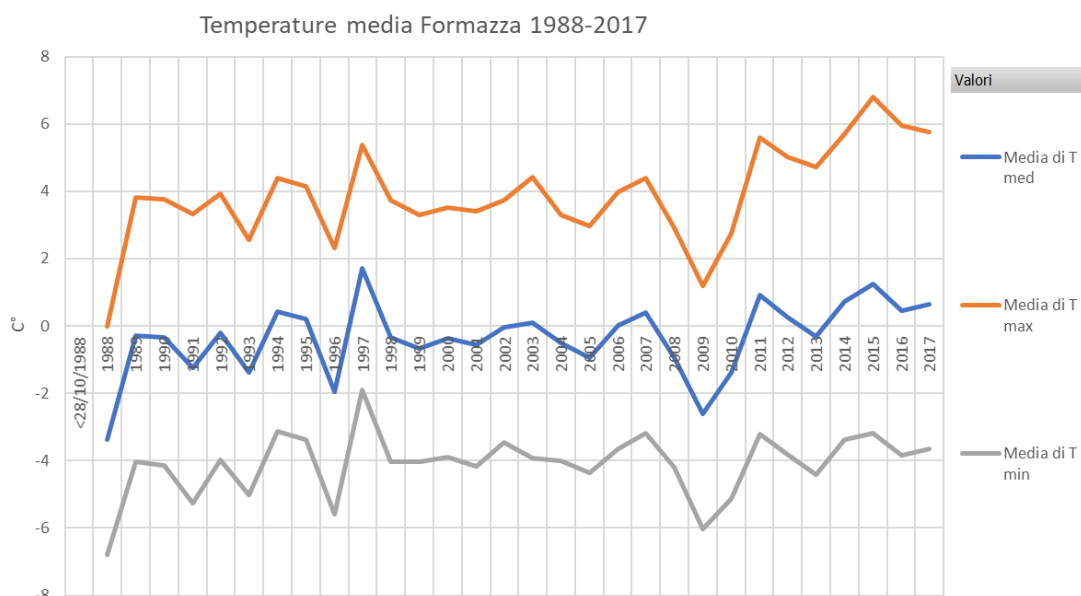


Figura 2-26 dati annuali temperatura Formazza

Per poter essere inseriti nel modello idrologico i dati devono essere completi e non avere serie senza letture. Sfortunatamente il termometro non è sempre stato attivo e si sono avuti nel corso degli anni di calibrazione (2000-2017) diversi dati mancanti, in particolare durante le stagioni 2008-9 [Figura 2-27]. Notiamo inoltre che questi gap sono centrati nei mesi estivi [Figura 2-28].

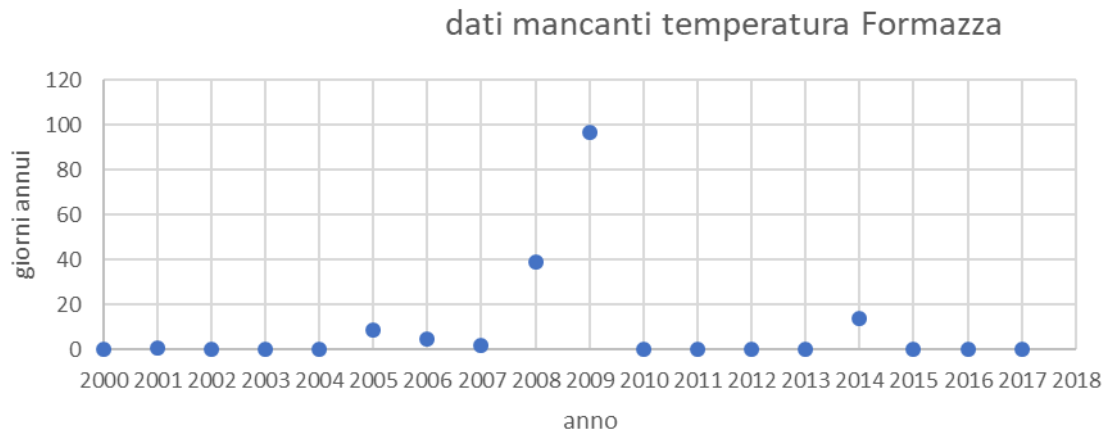


Figura 2-27 dati mancanti T Formazza

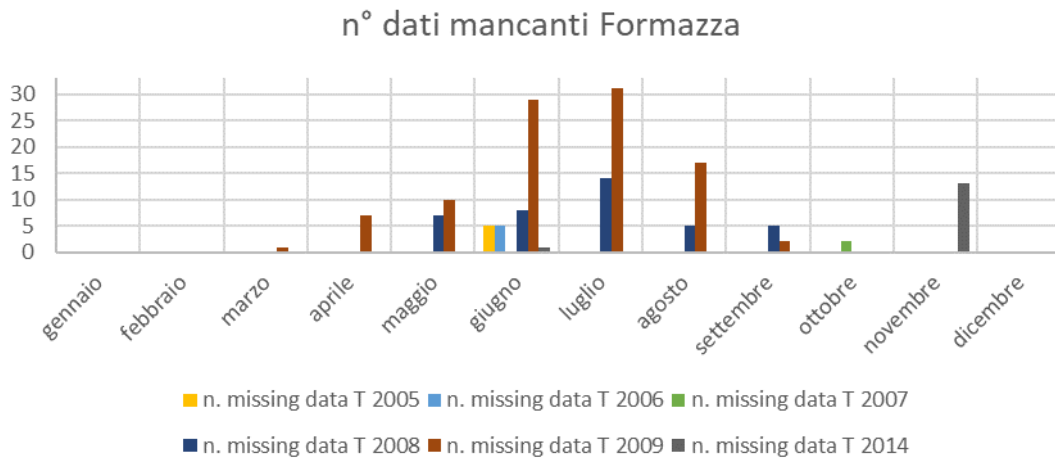


Figura 2-28 dati mancanti T per mese

È necessario quindi correggere questi dati e sostituirli con valori plausibili di temperatura. Per fare questo si è scelto di fare riferimento alla stazione meteo con termometro più vicina, che è risultata essere quella di Formazza Bruggi (46°20'52.00"N, 8°35'44.00"E 1226 m s.l.m.) [Figura 2-29] a circa 11 km in linea d'aria da quella di Pian dei Camosci.

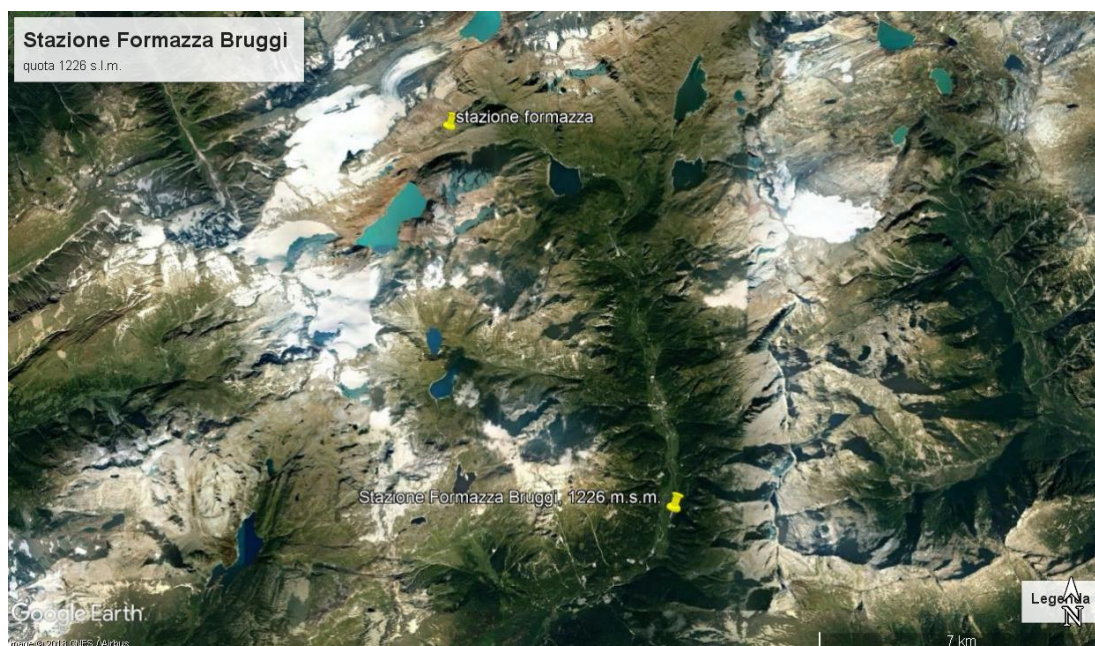


Figura 2-29 Stazione Formazza Bruggi

La stazione è attiva dal 1999, quindi copre tutto il nostro periodo di calibrazione. Ovviamente essendo molto più a bassa quota registra valori di temperatura più elevati rispetto a Pian dei Camosci [Figura 2-30].

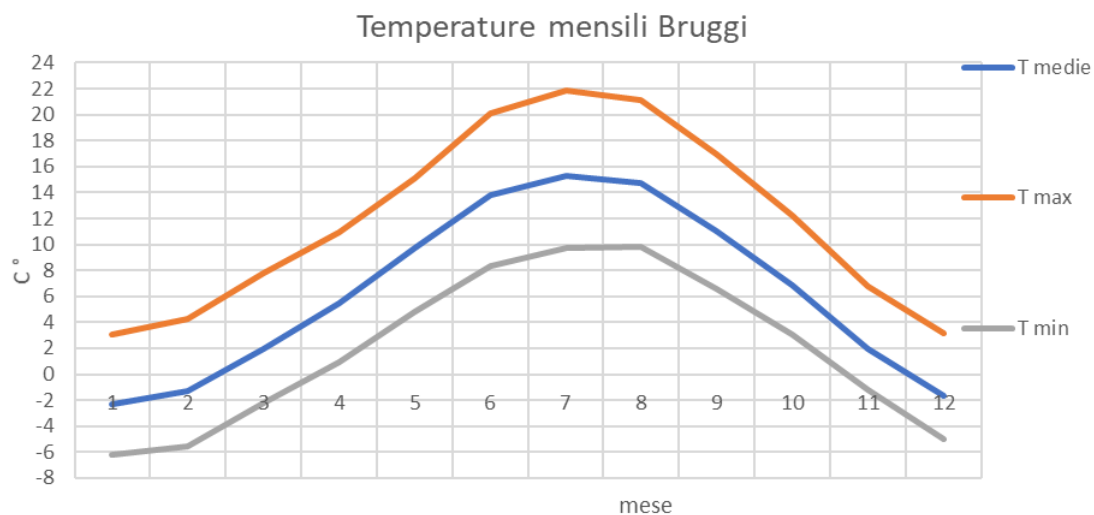


Figura 2-30 T mensili Bruggi

Si è proceduto a calcolare la media della differenza di temperatura (media, min e max) mensile tra le due stazioni ($T_{\text{Bruggi}} - T_{\text{Formazza}}$), e la relativa deviazione standard, la quale tanto più è bassa, tanto più garantisce la correlazione tra i due set di dati.

Notiamo come nei tre grafici [Figura 2-31, Figura 2-32, Figura 2-33] le deviazioni standard minori siano associate ai mesi estivi. Questa circostanza ci è favorevole, in quanto come detto i dati mancanti si registrano soprattutto in questo periodo, e la bassa deviazione standard garantisce maggiore adattamento dei due set di dati.

È interessante vedere che il massimo valore di delta T lo si ha per le temperature massime a luglio, in cui si registra un valore superiore ai 10 C°, mentre il picco di delta T medio è a maggio e quello di delta T minimo è ad aprile.

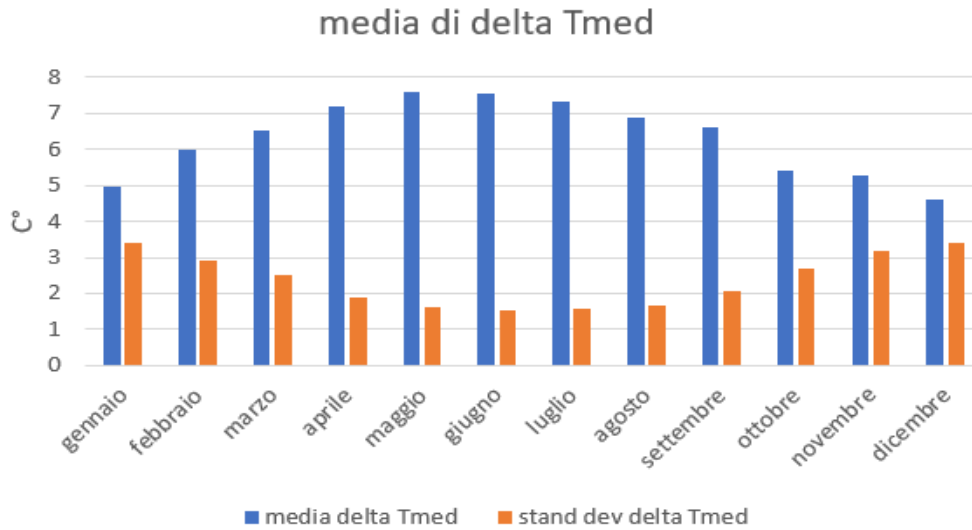


Figura 2-31 delta T media

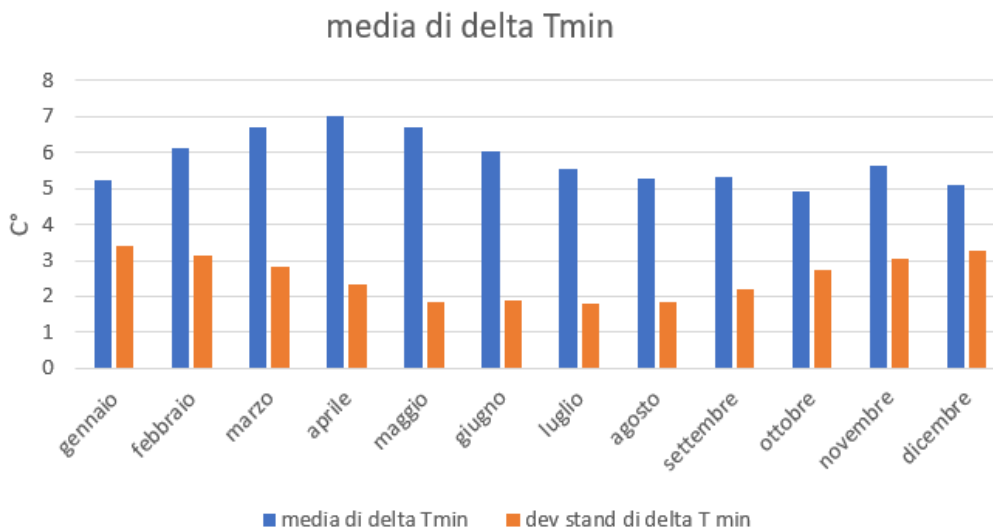


Figura 2-32 delta T minimo

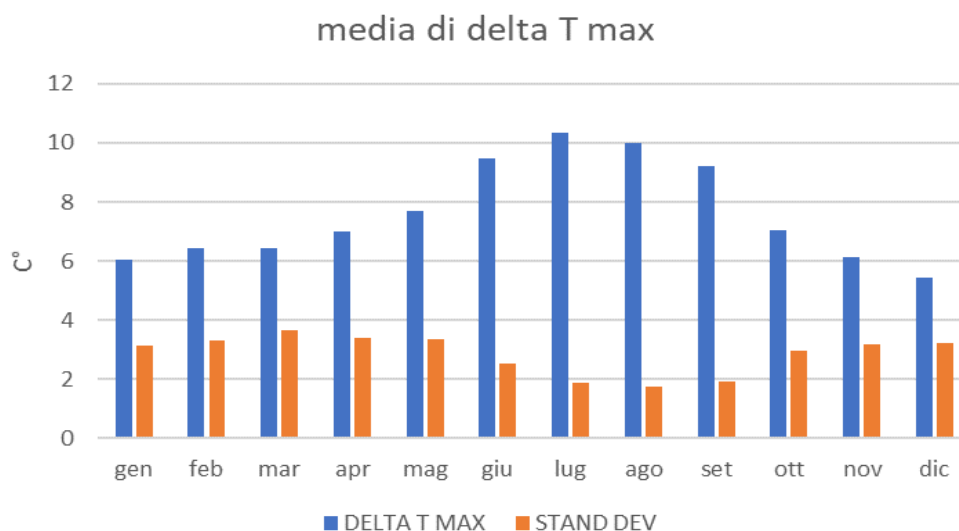


Figura 2-33 delta T max

Una volta ricavati questi valori possiamo estrapolare i valori di temperatura media, massima e minima mancanti con la semplice formula:

$$T_{(Pian\ dei\ Camosci)} = T_{Bruggi} - \text{delta } T(\text{mese})$$

Equazione 2-1

Gradiente di temperatura

Per spazializzare il dato di temperatura su tutto il bacino è necessario conoscere il gradiente termico in funzione dell'altitudine su scala mensile. Per fare questo è necessario ricorrere ai dati di varie stazioni ad alta quota cercando di rimanere il più vicino possibile a quella di Formazza Pian dei Camosci.

Per la scelta delle stazioni [Figura 2-34] si è inoltre cercato di avere una distribuzione di quota omogenea su tutta quella ricoperta dal bacino, che come abbiamo detto va dai 2453 m s.l.m. ai 3336 m s.l.m. . Si è scelto di calcolare un unico gradiente usando le temperature medie e di applicarlo anche a temperature minime e massime.

Nella Tabella 2 sono riportate le informazioni essenziali relativi ad ogni stazione usata.

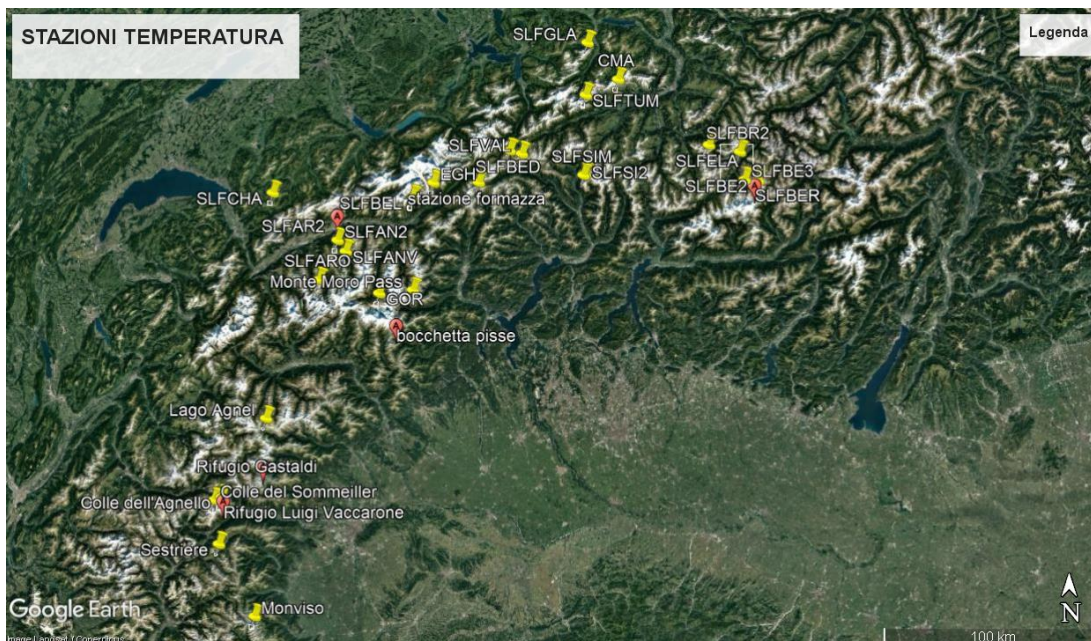


Figura 2-34 stazioni temperatura per calcolo gradiente

NOME STAZIONE	LATITUDINE	LONGITUDINE	QUOTA m s.l.m.
Lago Agnel	45°28'5" N	7°8'23" E	2304
Monviso	44°39'37" N	07° 05' 19" E	3325
Passo del Moro	45° 59' 49" N	07° 58' 35" E	2820
rifugio Gastaldi	45° 17' 53" N	07° 08' 36" E	2659
rifugio Vaccarone	45° 09' 15" N	06° 54' 59" E	2745
Sommeiller	45° 07' 54" N	06° 50' 34" E	2981
Colle dell'agnello	44° 40' 51" N	06° 58' 43" E	2685
Sestriere Banchetta	44° 57' 54" N	06° 54' 36" E	2480
Bocchetta delle Pisse	45° 52' 32" N	07° 54' 04" E	2410
SLFARO	46° 02' N	07° 26' E	3301
SLFGLA	47°00' N	09° 00' E	2909

SLFSIM	46° 28' N	08° 58' E	2580
SLFSI2	46° 28' N	08° 59' E	2450
SLFVAL	46°31' N	08° 38' E	2448
SLFANV	46° 9' N	07° 35' E	2896
SLFAN2	46° 11' N	07° 32' E	2630
SLFAR2	46° 18' N	07° 33' E	2850
SLFBED	46° 31' N	08° 38' E	2962
SLFBEL	46° 23' N	08° 10' E	2556
SLFBER	46° 26' N	10° 00' E	2959
SLFBE2	46° 26' N	10°00' E	2450
SLFBE3	46° 26' N	09° 55' E	2620
SLFBR2	46° 33' N	09° 53' E	2510
EGH	46° 30' N	08° 17' E	2893
SLFELA	46° 33' N	09° 53' E	3114
SLFTUM	46°47' N	08° 59' E	3050
GOR	45°59' N	07° 47' E	3129
SLFCHA	46°23' N	07° 09' E	2540
CMA	46°50' N	09° 10' E	2480
Formazza	46°25'60"N	8°21'30"E	2453

Tabella 2 stazioni di temperatura

Dalle temperature medie per ogni mese si è ricavata la retta di regressione lineare, il cui coefficiente angolare è il gradiente termico.

Inoltre, si è calcolato il coefficiente di determinazione R^2 , dato dal rapporto tra devianza dei punti della retta e devianza dei punti osservati; tanto più il valore è vicino ad 1 tanto più il modello è rappresentativo dei dati.

Di seguito riportiamo il grafico della retta di correlazione per il mese di gennaio ed un grafico riassuntivo contenente i valori di gradiente mensile e l' R^2 associato.

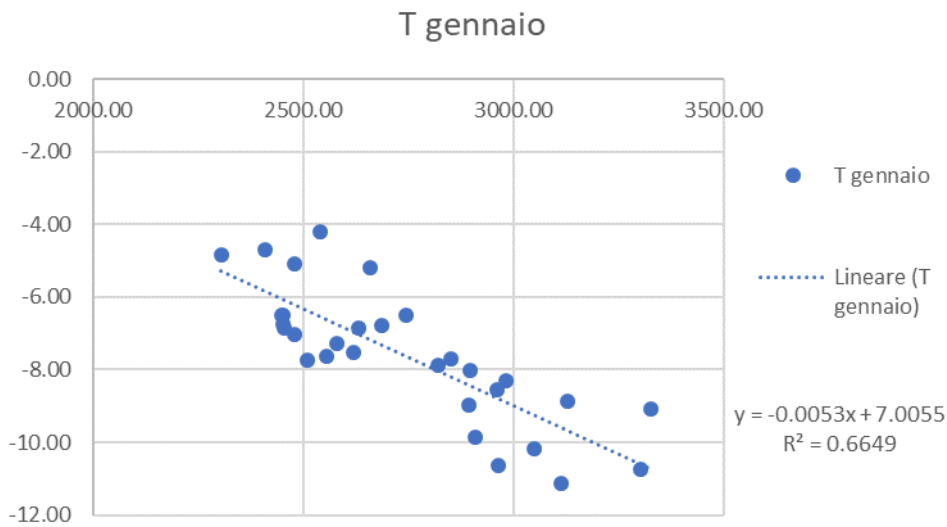


Figura 2-35 retta di regressione lineare temperature gennaio

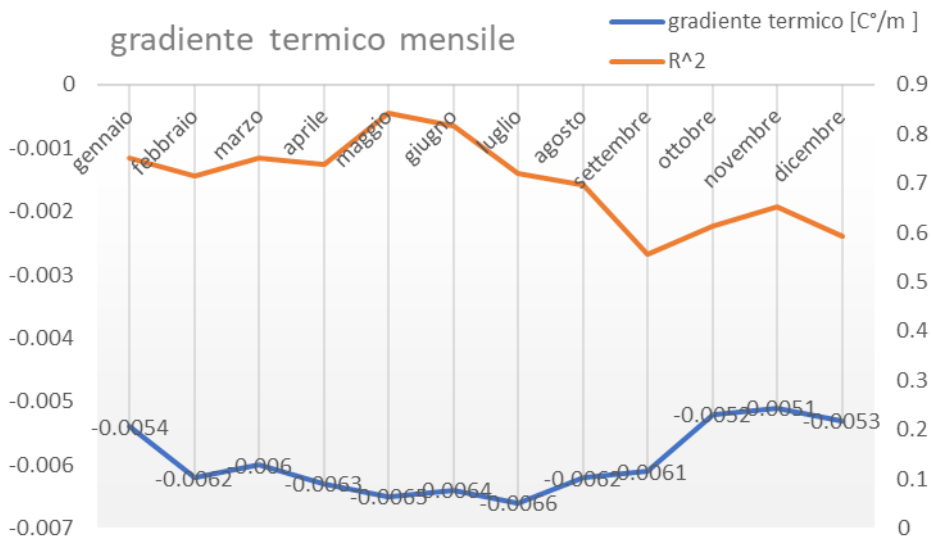


Figura 2-36 gradiente termico mensile e coefficiente di determinazione

2.3.2 Dati di pioggia

La stazione di Formazza Pian dei Camosci fornisce due dati di precipitazione su scala giornaliera: uno misurato dalle 9:00 alle 9:00, l'altro da mezzanotte a mezzanotte.

Si è deciso di tenere conto solo del secondo dato.

I dati di precipitazione sono più difficili da processare rispetto a quelli di temperatura. Questo è dovuto al fatto che la pioggia è un fenomeno con grande variabilità: si possono avere

periodi di siccità molto lunghi e giorni in cui cade anche il 10% della precipitazione totale annua, ed è difficile valutare quindi errori di lettura dello strumento.

Ad una prima analisi dei dati si è osservato la presenza di letture di dati di pioggia positivi con temperature medie inferiori ai -10 C° . Risultano in media ben 20.66 giorni di pioggia all'anno (il 16% dei 130 giorni di pioggia anno) con temperature massime inferiori agli 0 C° .

Queste piogge incidono per 57 mm di pioggia annui (circa il 5% dei 1091 mm di pioggia medi annui), e molte di queste letture si hanno dopo giorni di neve. È ragionevole quindi supporre che queste letture siano dovute alla presenza di neve sciolta e si è quindi deciso di trascurarle e porre per quei giorni la pioggia uguale a 0.

Come fatto precedentemente per le temperature, si è andati a verificare che lo strumento fosse sempre attivo, senza dati mancanti [Figura 2-37].

Fino al 2007 la lettura dello strumento risulta regolare mentre negli anni successivi si hanno numerosissime letture nulle. Nel 2009 in particolare si sono avuti oltre 300 giorni senza lettura del dato pioggia.

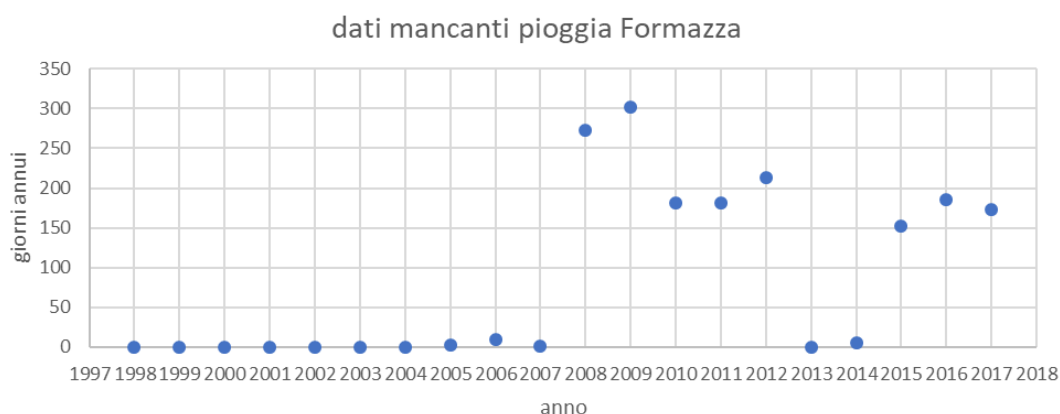


Figura 2-37 giorni annui senza lettura di pioggia

Il problema è quello di capire quanti di questi dati mancanti siano da associare a giorni con pioggia in cui il pluviometro non ha funzionato, e quanti siano in realtà giorni in cui lo strumento non dà output perché non ha piovuto.

Per fare questo si è innanzitutto guardato la pioggia totale annua per verificare la presenza di annate anomale con scarsa pioggia [Figura 2-38].

È subito evidente l'anomalia relativa al 2009 con scarsissime precipitazioni.

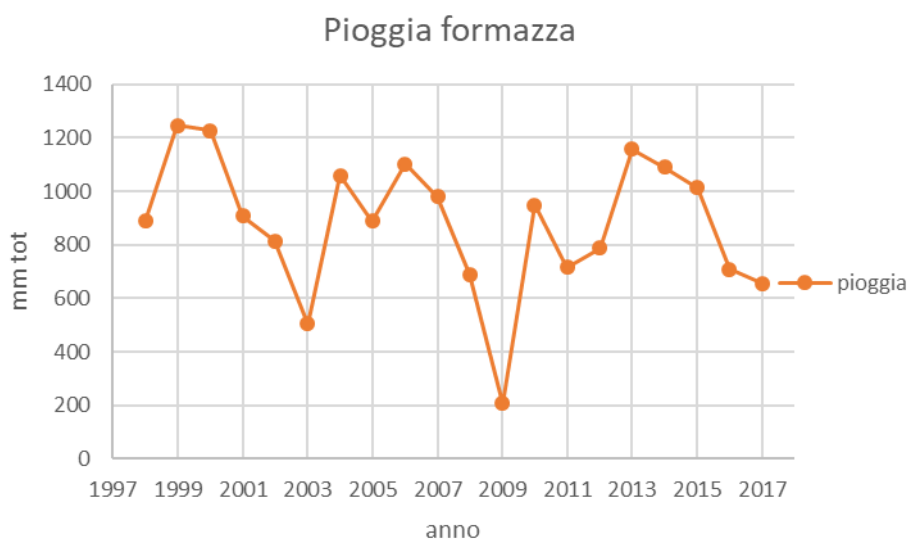


Figura 2-38 pioggia annua non processata

Questo risultato era in effetti prevedibile, ricordiamo che nel 2009 anche per i dati di temperatura ci sono state delle serie mancanti, così come per il 2008 [Figura 2-28].

Notiamo in effetti che a fronte di rispettivamente 39 e 97 dati mancanti di temperatura per il 2008 e 2009, mancano ben 35 (90%) e 96 (99%) dati di pioggia.

Riteniamo verosimile quindi ipotizzare che dati di mancata lettura sia di temperatura che di precipitazione siano quelli associabili a mal funzionamento del pluviometro, e gli altri dati di mancata lettura siano da leggere come zeri.

Il fatto che, come mostrato in Figura 2-28, i dati da correggere siano concentrati nel periodo estivo, rende più facile sostituire questi dati. Questo perché generalmente d'estate (giugno-settembre) nella stazione di Formazza le temperature sono positive, e si hanno scarsissime precipitazioni nevose, quindi i dati possono essere paragonati a quelli di stazioni a quota più bassa, dove a maggior ragione in estate non si hanno neviccate.

Date le considerazioni sopra esposte facciamo riferimento alla stazione di Formazza Bruggi e confrontiamo piogge medie mensili a Pian dei Camosci con quelle di Bruggi per vedere se i dati siano compatibili [Figura 2-39].

Ed in effetti nei mesi estivi lo scarto tra le due stazioni è inferiore al 10%.

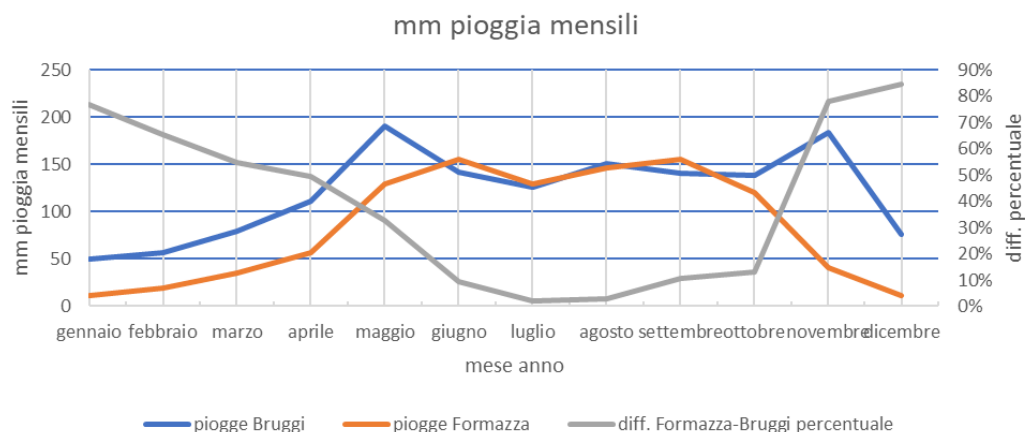


Figura 2-39 confronto piogge Bruggi con Formazza Pian dei Camosci

Si decide quindi di sostituire le mancate letture nei mesi estivi di precipitazione con quelle di Bruggi, e di porre a zero quelle relative agli altri mesi. Si ottiene così la serie corretta dei dati di pioggia [Figura 2-40].

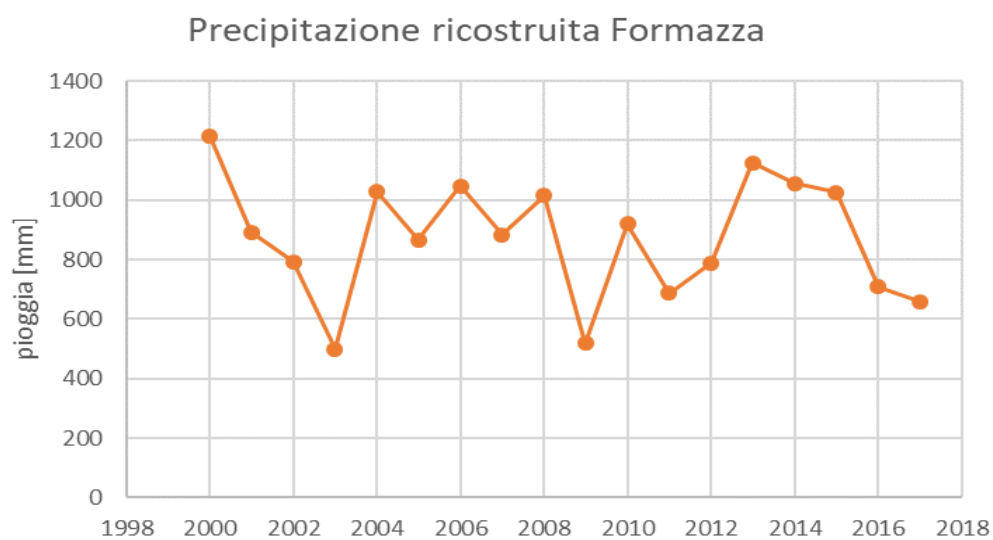


Figura 2-40 pioggia ricostruita Formazza

2.3.3 Dati di neve

Come precedentemente detto, la stazione di Formazza Pian de Camosci e la stazione Lago Sabbione forniscono sia il dato relativo alla neve fresca, che quello relativo alla neve al suolo (entrambi espressi in cm).

Mentre il primo dato ci serve come input nel modello idrologico, il secondo serve a calibrare i parametri di fusione nivale per il bacino da inserire nel modello.

Neve al suolo

Per validare il dato di neve al suolo di Formazza, confrontiamo le serie delle due stazioni [Figura 2-41]. Le due serie come prevedibile hanno un trend simile, anche se non c'è sovrapposizione completa.

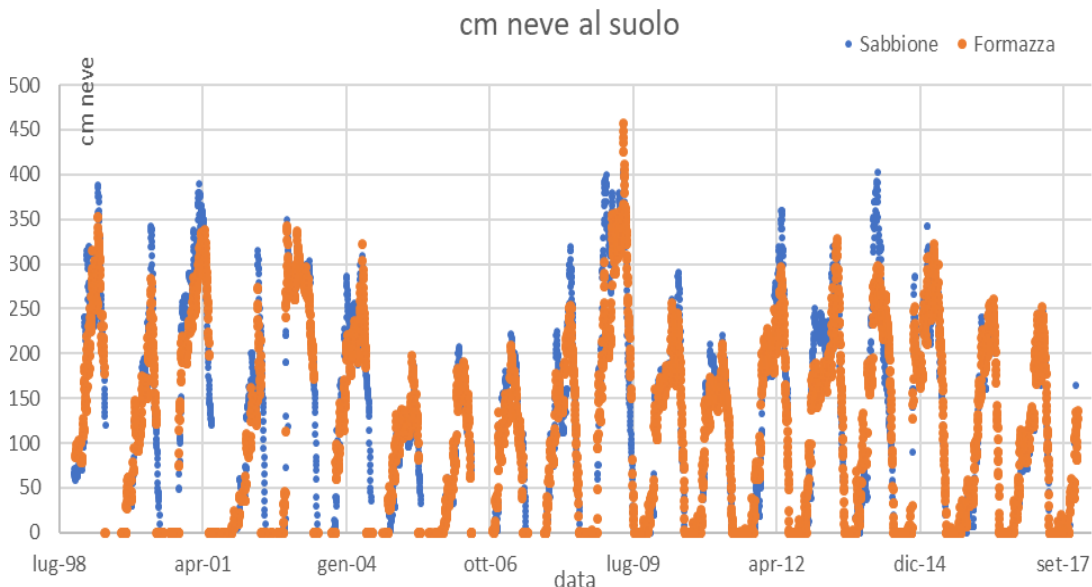


Figura 2-41 neve al suolo stazioni Sabbione e Formazza Pian dei Camosci

Ad uno sguardo più approfondito sulla serie di Formazza, si nota un problema relativo alle letture nella stazione di Formazza per i mesi di giugno e novembre, riportiamo l'esempio dell'anno 2003 [Figura 2-42].

La lettura di Formazza (in arancio) crolla a giugno a zero in modo improvviso e molto inverosimile, passando da più di 150 cm di neve a 0 in un giorno; il problema opposto lo si ha in forma minore a novembre, dove da 0 il dato passa a circa 80cm di neve in un giorno.

Questo inconveniente si ripete su più anni, e si è deciso di sostituire questi dati con NaN (Not a Number), cioè con nessun valore, in modo che questi dati non abbiano peso nella calibrazione dei parametri di neve.

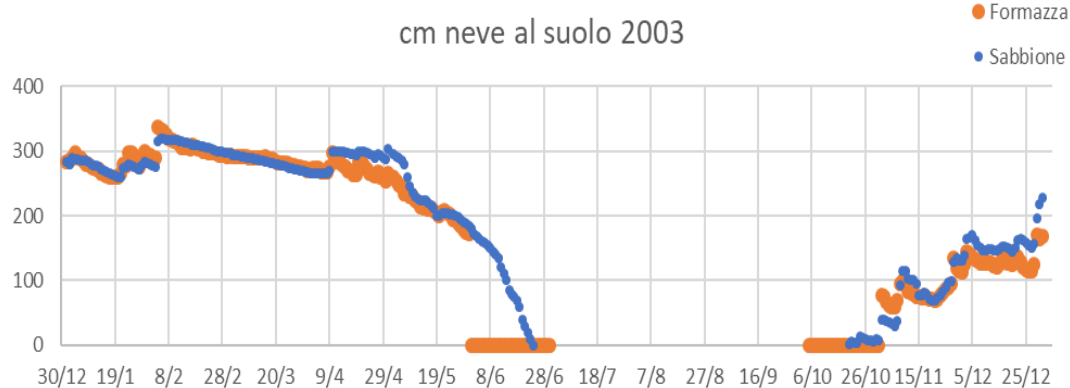


Figura 2-42 esempio neve al suolo 2003

Neve fresca

Il dato della neve fresca verrà raccolto insieme ai mm di pioggia per formare il vettore della *precipitazione totale*, che verrà poi considerata come neve o come pioggia a seconda della temperatura stimata sul bacino.

Per fare ciò è necessario il calcolo dello *SWE* (Snow Water Equivalent), ossia l'equivalente in mm d'acqua della neve. Il passaggio dai cm di neve fresca allo SWE è descritto dalla Equazione 2-2 :

$$SWE(mm) = h_{snow}(cm) \cdot \frac{\rho_{snow}}{\rho_{water}} \cdot 10$$

Equazione 2-2

Dove:

- ρ_{snow} è la densità della neve
- ρ_{water} è la densità dell'acqua (1000 kg/m³)
- h_{snow} è l'altezza di neve fresca da lettura

Come è evidente la difficoltà consiste nello stimare la densità della neve fresca, che è molto variabile (tra circa 20 e 200 kg/ m³) e dipende da diversi fattori.

Qui si è deciso di correlare la densità della neve fresca alla temperatura minima registrata dalla stazione, la cui relazione è stata studiata in letteratura per l'ambiente alpino da Valt (Valt et al., 2014;).

Gli autori hanno individuato una serie di range di temperatura in cui considerare le seguenti densità:

$$\begin{aligned}
 \text{se } 4^\circ > T_{min} > 1^\circ \quad p &= 188 \left[\frac{kg}{m^3} \right] \\
 \text{se } 0^\circ > T_{min} > -4^\circ \quad p &= 160 - 114 \left[\frac{kg}{m^3} \right] \\
 \text{se } -5^\circ > T_{min} > -11^\circ \quad p &= 113 \left[\frac{kg}{m^3} \right] \\
 \text{se } -12^\circ > T_{min} > -16^\circ \quad p &= 93 \left[\frac{kg}{m^3} \right] \\
 \text{se } -17^\circ > T_{min} > -21^\circ \quad p &= 73 \left[\frac{kg}{m^3} \right]
 \end{aligned}$$

Equazione 2-3

Dove gli autori hanno indicato un range di densità si è deciso di linearizzare la relazione nella seguente formula:

$$p(T) = 114 + 160 \cdot \frac{T - (-4^\circ)}{0^\circ - (-4^\circ)} \left[\frac{kg}{m^3} \right]$$

Equazione 2-4

Si è ottenuto così per gli anni di calibrazione lo SWE giornaliero [Figura 2-43], che contribuisce per il 53% alla precipitazione totale [Figura 2-43 e Tabella 3].

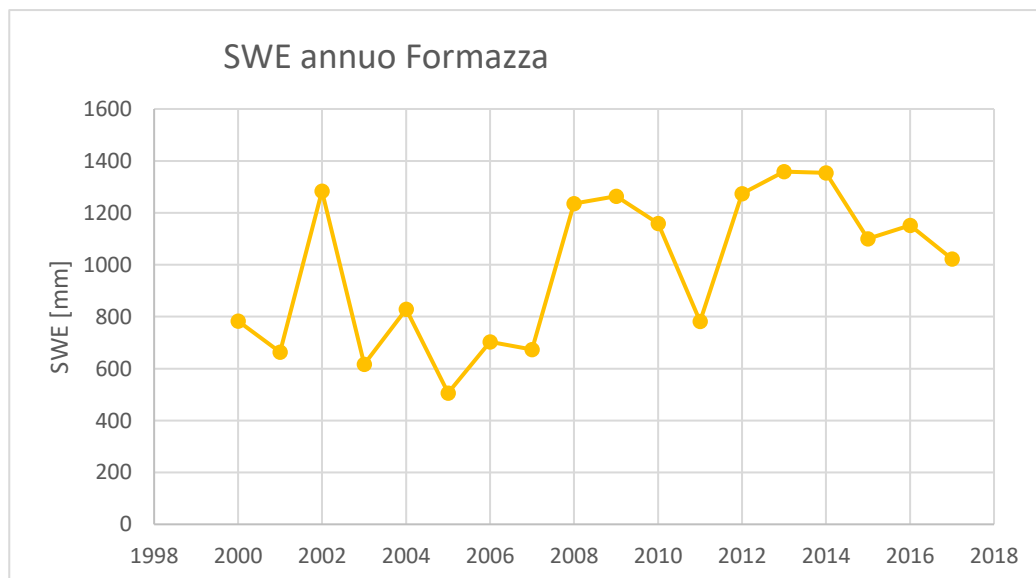


Figura 2-43 SWE annuo Formazza

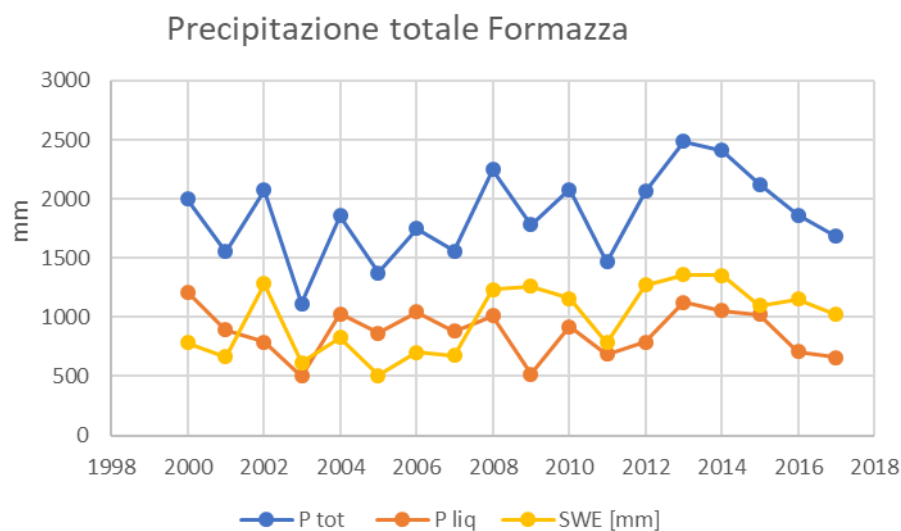


Figura 2-44 precipitazione totale Formazza

anno	P tot [mm]	rain [mm]	SWE [mm]
2000	1996.924	1213.6	783.324
2001	1555.9105	892.6	663.3105
2002	2076.272	792.2	1284.072
2003	1116.34	499.8	616.54
2004	1855.643	1027	828.643
2005	1372.4775	866.2	506.2775
2006	1749.274	1046.4	702.874
2007	1557.0065	883.4	673.6065
2008	2249.713	1014.2	1235.513
2009	1781.7565	518.2	1263.5565
2010	2078.62	919.4	1159.22
2011	1469.886	688	781.886
2012	2061.263	787.6	1273.663
2013	2484.3195	1125.6	1358.7195
2014	2409.875	1056	1353.875
2015	2124.86	1025.4	1099.46
2016	1861.961	709.6	1152.361
2017	1682.125	659.4	1022.725

Tabella 3 precipitazioni totali Formazza (dal rosso al blu per valori crescenti)

2.3.4 Gradiente di precipitazione

Una volta ricostruito il vettore di precipitazione totale è possibile cercare il gradiente di precipitazione come è stato fatto per il gradiente termico.

In questo caso le difficoltà sono ancora maggiori, perché servono stazioni ad alta quota con sia nivometro che pluviometro per ricostruire la precipitazione totale.

Infatti, si sono trovate solo 9 stazioni oltre a quella di Formazza nelle Alpi Occidentali con questi requisiti [Tabella 4 e Figura 2-45]

NOME STAZIONE	LATITUDINE	LONGITUDINE	QUOTA m s.l.m.
Lago Agnel	45°28'5" N	7°8'23" E	2304
rifugio Gastaldi	45° 17' 53" N	07° 08' 36" E	2659
Colle dell'agnello	44° 40' 51" N	06° 58' 43" E	2685
Sestriere Banchetta	44° 57' 54" N	06° 54' 36" E	2480
Bocchetta delle Pisse	45° 52' 32" N	07° 54' 04" E	2410
Passo del Bernina	46° 24' 31" N	10° 01' 19" E	2260
GUE	46°37' N	8° 41' E	2283
SAE	47° 17' N	9° 25' E	2502
WFJ	46° 49' N	9° 50' E	2691

Tabella 4 stazioni precipitazione per calcolo gradiente

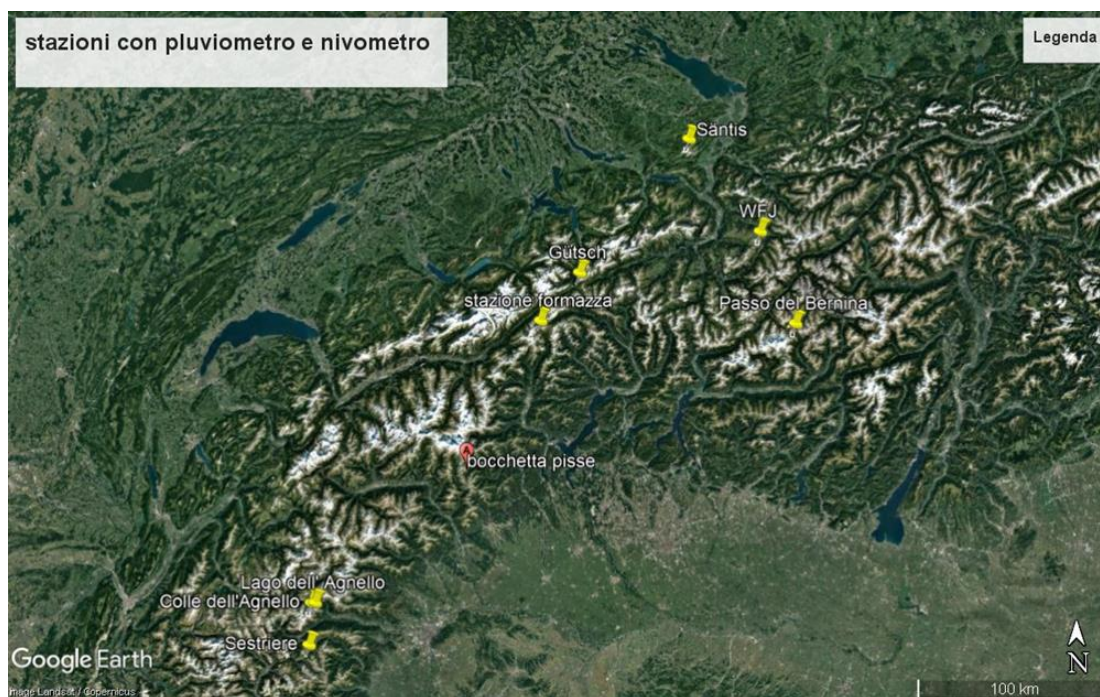


Figura 2-45 stazioni con pluviometro e nivometro per stima gradiente di precipitazione

Per queste stazioni si è calcolata la precipitazione totale media su scala mensile; riportiamo nel seguente grafico l'esempio del mese di gennaio [Figura 2-46].

Come si può notare, i dati risultano insufficienti e troppo dispersi per ricavarne un trend, che comunque apparirebbe abbastanza piatto.

Si è quindi deciso di non applicare alcun gradiente di precipitazione e di considerare il dato elaborato di precipitazione totale come valido per tutto il bacino.

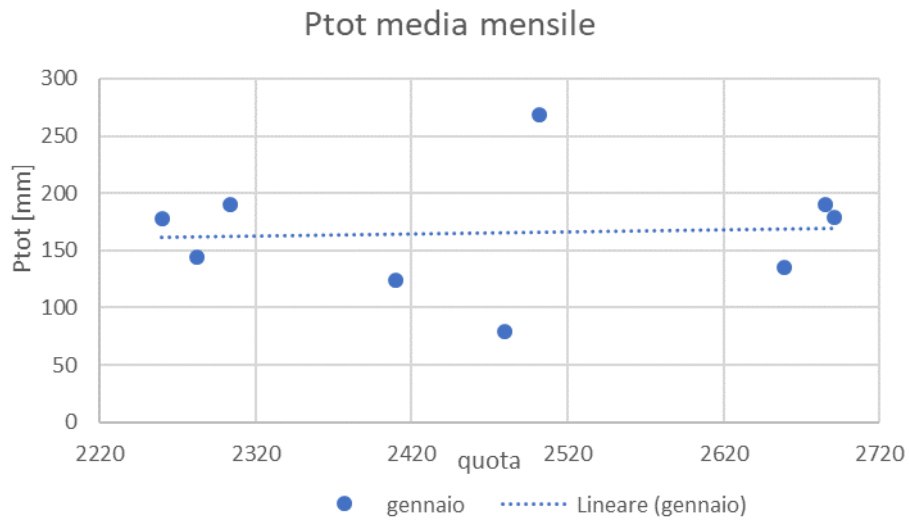


Figura 2-46 precipitazioni totali gennaio

2.3.5 Stazione radiazione

Il dato di radiazione non è di assoluta importanza per il modello, in quanto siamo in grado, tramite, *Matlab*, di calcolare la radiazione solare teorica giornaliera per il bacino. Questo valore di radiazione è però quello di *Clear Sky*, a cielo sereno, mentre è più corretto avere la radiazione misurata che generalmente è inferiore a quella teorica, a causa principalmente della presenza di nuvole.

Useremo, come verrà spiegato meglio nel successivo capitolo, il dato della stazione ad alta quota con radiometro più vicina, per stimare la nuvolosità nel bacino del Sabbione.

Questa stazione risulta essere, come anticipato, quella di Grimsel Hospiz, a 1980 metri di quota [Figura 2-47], a circa 16 km in linea d'aria dalla stazione di Formazza.



Figura 2-47 stazione radiazione Grimsel Hospiz

Il servizio Meteo svizzero mette a disposizione i dati già aggregati su scala giornaliera per il periodo di calibrazione. Quindi non sono state necessarie ulteriori manipolazioni del dato.

2.4 Dati spostamento ghiacciaio

I corpi glaciali sono in costante evoluzione. Generalmente un ghiacciaio ha una parte con bilancio di massa positivo nella zona più alta ed una con bilancio negativo, detta zona d'ablazione.

Il comportamento visco-plastico del ghiacciaio permette la redistribuzione delle masse dalle regioni in surplus a quelle in deficit. Avere informazioni sulla dinamica del ghiacciaio permette di aumentare l'affidabilità del modello idrologico, e prevedere in modo più preciso la dinamica del ghiacciaio.

Lo strumento migliore per valutare lo spostamento del ghiacciaio sono le paline: dalla loro georeferenziazione annuale si può calcolare lo spostamento annuale del ghiacciaio e ricavare i parametri che descrivono il processo. Questo può avvenire a patto che la georeferenziazione sia fatta con strumenti di precisione, dato che generalmente il movimento

dei ghiacciai è limitato, e che le paline siano poste lungo le linee di flusso principali, dove la dinamica glaciale è maggiore.

Questo purtroppo non è il nostro caso, dato che le misure hanno precisione di 5 metri.

Un altro metodo è quello di usare ortofoto o immagini satellitari: si cerca un punto di riferimento che può essere un masso od un crepaccio, e si valuta il suo spostamento nell'immagine con data successiva.

Anche questa tecnica, data la scarsa risoluzione del materiale a disposizione, è impossibile da adottare.

Si utilizzeranno quindi valori di default presenti in letteratura.

2.5 Dati uso del suolo

La trasformazione degli afflussi meteorici in portata è influenzata dal tipo di suolo: su un terreno altamente impermeabile quale può essere una strada asfaltata od un ghiacciaio la pioggia passa ad essere istantaneamente deflusso superficiale mentre su un terreno molto permeabile si hanno fenomeni di immagazzinamento dell'acqua nel terreno e sono più rilevanti le portate sub-superficiali.

Su vaste aree i fenomeni di ritenzione d'acqua del suolo e gli scorrimenti d'acqua sub-superficiali allungano di molto il tempo in cui la particella di pioggia giunge alla sezione di chiusura del bacino; questo rende di fatto la portata all'interno dei fiumi molto più regolare rispetto all'andamento delle precipitazioni.

Nel nostro caso di studio, essendo l'area del bacino molto ridotta e con pendenze molto elevate, questo fenomeno di ritardo delle portate è poco rilevante ed i deflussi sia superficiali che sotterranei raggiungono velocemente la sezione di chiusura. Inoltre, ricordiamo che le portate terminano in un invaso artificiale, il cui livello è scarsamente influenzato dalle oscillazioni giornaliere di portata.

Si è deciso quindi per semplicità di porre a zero il fattore di ritardo per tutto il bacino, il che significa avere tempo di corrivazione nullo.

Tuttavia, è importante avere informazioni sul tipo di suolo per via della differente capacità di trattenere acqua che hanno i diversi tipi di suolo, da cui dipende la portata sub-superficiale.

Il progetto europeo Corine Land Cover fornisce i dati di uso del suolo su scala europea a risoluzione di 100 metri [Figura 2-48], che sono abbastanza coerenti con quanto visto nelle ortofoto, in cui il verde è ridotto alla fascia Nord-Ovest del lago.

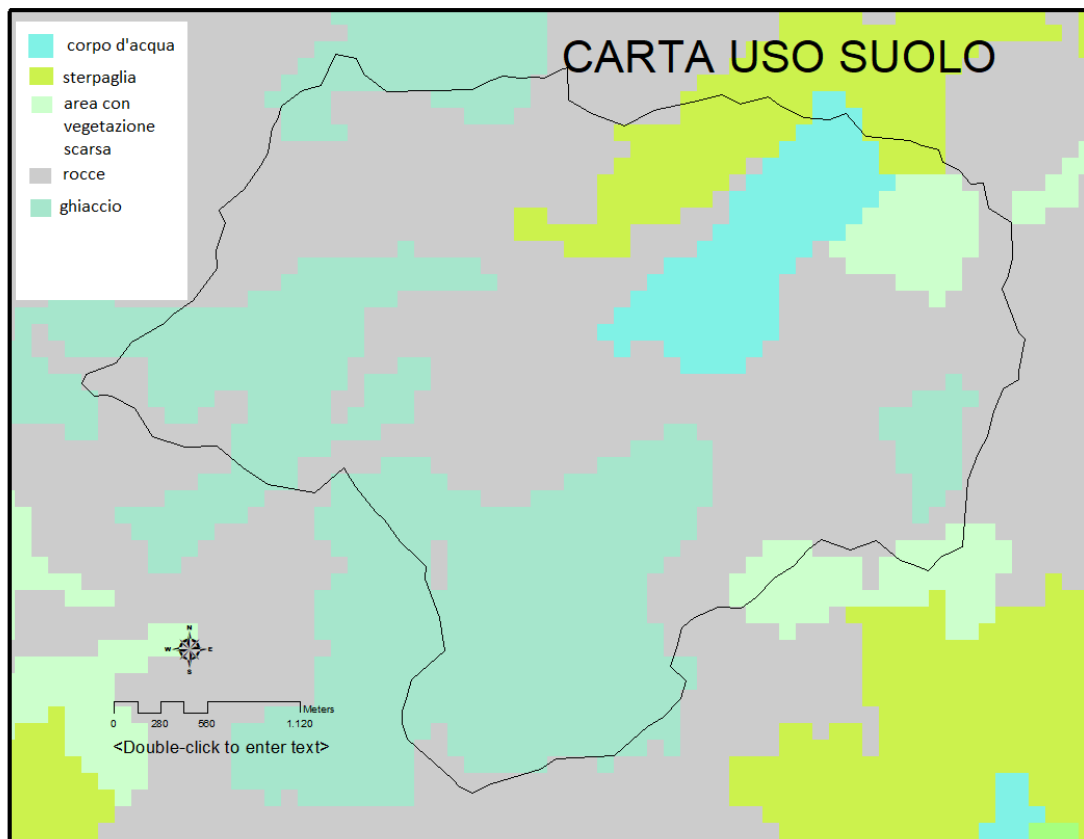


Figura 2-48 carta uso suolo

CAPITOLO 3

MODELLO IDROLOGICO

Un modello idrologico è un modello matematico che permette il calcolo della portata di un bacino dati una serie di dati in input, cioè permette di trasformare gli afflussi meteorici in deflussi di portata superficiale e sotterranea.

Nel nostro caso di studio, oltre alle precipitazioni, giocano un ruolo importante nel definire le portate i contributi dati dalla fusione glaciale. Mentre la neve si rigenera e fonde di anno in anno, e quindi il suo contributo dipende anch'esso dalle precipitazioni, il contributo glaciale dipende dalle temperature, dalle nevicate e dal volume iniziale di ghiaccio presente. Quest'ultimo parametro, di fondamentale importanza quindi, dipende dall'area coperta da ghiaccio, rilevabile da satellite o ortofoto, e dall'altezza di ghiaccio, la cui stima tratteremo al punto 3.2.5 a pag. 72.

Si distinguono 2 macrocategorie di modelli idrologici:

- quelli fisicamente basati, detti a “scatola bianca”
- i modelli empirici, detti a “scatola chiusa”

Mentre i primi cercano di riprodurre e schematizzare i fenomeni fisici che intervengono per definire il bilancio idrologico, i secondi si limitano ad estrapolare i valori di interesse tramite l'ausilio della statistica e di modelli sito-specifici.

Un modello fisico, quindi, è di validità universale, e può essere applicato in diversi contesti, tuttavia l'enorme quantitativo di dati richiesti teoricamente in input e l'onere computazionale (Buizza, 2014) fa sì che in molti modelli fisici vengano inseriti una serie di parametri sito-specifici, che necessitano di essere calibrati, questi modelli vengono ridenominati a “scatola grigia”.

Il modello qui utilizzato, appartiene appunto a quest'ultima categoria, e si utilizzano i dati disponibili per parametrizzare e calibrare i processi fisicamente basati.

Si ha così un buon compromesso tra la verosimiglianza del modello e l'onere computazionale.

Un'altra distinzione tra i modelli idrologici è sul tipo di parametri che vengono usati, se distribuiti e concentrati.

Il modello usato è a parametri semi-distribuiti, in quanto lavora sì sulla singola cella su cui vengono spazializzati i dati ed i parametri, ma considera nel *flow routing* tra i vari sottobacini parametri concentrati per ogni sottobacino.

Nel nostro caso specifico, avendo un solo sottobacino, possiamo tuttavia considerare il modello come a parametri *distribuiti*.

3.1 DESCRIZIONE DEL MODELLO IDROLOGICO

Il modello usato, sviluppato presso il Dipartimento di Ingegneria Civile e Ambientale (DICA) del Politecnico di Milano, si basa sull'equazione di bilancio di massa del terreno a scala della singola cella.

L'intervallo temporale su cui lavora il modello è di 24 ore, quindi tutti i valori sono calcolati su scala giornaliera.

L'equazione che descrive il bilancio di massa è la seguente:

$$S_{t+\Delta t} = S_t + P + M_i + M_s - ET - Q_g$$

Equazione 3-1

Dove:

- S è il contenuto d'acqua del suolo in mm d'altezza per metro quadro
- P è la precipitazione di pioggia
- M_s è la fusione nivale
- M_i è la fusione glaciale
- ET è l'evapotraspirazione del terreno
- Q_g è il deflusso d'acqua sub-superficiale

Il deflusso d'acqua superficiale, per questo modello, lo si ha solo quando il contenuto d'acqua nel terreno raggiunge il suo massimo, ed è quindi pari allo scarto tra il

contenuto d'acqua che si avrebbe nel terreno senza considerare la soglia di saturazione e la soglia di saturazione S_{MAX} . In sintesi:

$$Q_s = S_{t+\Delta t} - S_{MAX} \text{ se } S_{t+\Delta t} > S_{MAX}$$

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

Equazione 3-2

Il contenuto massimo S_{MAX} viene calcolato per ogni cella con il metodo del *Curve Number*, elaborato dall'USGS (United States Geological Survey) nel 1986:

$$S_{MAX} = S_0 \cdot \left(\frac{100}{CN} - 1 \right)$$

Equazione 3-3

In questo metodo il contenuto d'acqua massimo viene correlato all'indice di assorbimento CN, funzione del tipo di suolo. Il suo valore va da 30 a 100, crescendo con il grado di impermeabilità del terreno.

Ovviamente ai corpi idrici è associato il valore 100 in quanto tutte le precipitazioni si trasformano automaticamente in deflusso superficiale.

Si è stabilito di attribuire anche al ghiacciaio valore di CN pari a 100 trascurando le infiltrazioni d'acqua al suo interno.

Di seguito la tabella riassuntiva dei CN usati facendo riferimento alla legenda della Figura 2-48 a pag. 47.

Tipo suolo da legenda	CN
sterpaglia	73
Area con scarsa vegetazione	89
roccia	91
ghiacciaio	100
Lago	100

Tabella 5 tabella CN utilizzati

3.1.1 Bilancio di massa nivale e glaciale

L'equivalente idrico nivale al suolo viene calcolato come:

$$SWE_{t+\Delta t} = SWE_t + P_{snow} - Ms - ET_{effsnow}$$

Equazione 3-4

Dove:

- SWE è l'equivalente idrico nivale [mm]
- $ET_{effsnow}$ rappresenta la sublimazione nivale, presa pari al 20% dell'evapotraspirazione efficace ET_{eff} , la cui formula descriveremo in seguito
- P_{snow} è la precipitazione nevosa
- M_s è la fusione nivale

L'altezza di ghiaccio per cella è invece data dalla formula:

$$H_{ice\ t+\Delta t} = H_{ice\ t} - M_{ice} \pm flow_{ice}$$

Equazione 3-5

Dove:

- H_{ice} è l'altezza di ghiaccio media nella cella considerata.
- $flow_{ice}$ è la componente di flusso glaciale, come abbiamo detto precedentemente, se la cella riceve più ghiaccio dalle celle di monte di quanto ne ceda a quelle a valle si ha un contributo positivo di $flow_{ice}$. L'equazione usata per regolare la dinamica glaciale verrà descritta in modo approfondito in seguito.

Per il contributo dato dalla glaciazione della neve, si considera che il 10% della neve rimasta alla fine del periodo di fusione - qui si è considerata come data di riferimento il 1° Ottobre - si trasformi in ghiaccio.

3.1.2 Fusione nivale e glaciale

Difficoltà della modellazione

La dinamica di fusione nivale e glaciale è molto difficile da modellare in modo corretto su piccola scala, questo perché i fenomeni sono dipendenti da un grande numero di variabili, di cui non spesso non si hanno informazioni e sono complesse da stimare.

In particolare, le variabili principali da cui dipende il fenomeno sono:

- La radiazione solare incidente, che rappresenta la parte radiativa di scambio di calore con la neve o ghiaccio. Di questa è importante sapere lo spettro, in quanto il livello di riflessione dell'onda da parte di neve e ghiaccio è governato appunto dallo spettro dell'onda incidente.
- La temperatura dell'aria, che è il parametro più facilmente reperibile e che può essere stimato con una certa accuratezza. Questa influenza in modo direttamente proporzionale la componente conduttiva dello scambio di calore tra aria e terreno.

- La velocità dell'aria a livello locale. Più il vento è forte e più il fenomeno di scambio di calore è accentuato; l'aria penetrando e scontrandosi con la superficie nevosa-ghiacciata da luogo al fenomeno di avvezione, in cui lo scambio di calore è proporzionale alla velocità dell'aria. L'equazione che descrive il fenomeno è un'equazione alle derivate parziali iperbolica, particolarmente onerosa sotto il profilo computazionale. Inoltre, la spazializzazione della velocità del vento è di difficilissima computazione sotto il profilo numerico, essendo governata dall'equazione di Navier-Stokes
- La tipologia di terreno e la sua temperatura. A seconda della conduttività del materiale su cui poggiano ghiaccio e neve cambia lo scambio termico tra questi ed il suolo. È di particolare importanza la presenza di *permafrost*, ossia terreno perennemente ghiacciato, la cui presenza contribuisce alla conservazione del manto nivale (Gruber, 2007), ed è anch'esso come i ghiacciai sottoposto a costante ritiro a livello globale, sebbene la sua quantificazione sia molto meno studiata (Schuur, 2008)
- Il colore e copertura detritica del manto. Mentre il colore influenza la capacità di riflessione della radiazione solare, che è crescente con la sua chiarezza, la copertura detritica limita l'avvezione dell'aria come detto al punto 2.2.3, relativamente all'ortofoto del 2007.

Classi di modelli

I modelli usati ovviamente non sono in grado di gestire tutte queste variabili. Tuttavia, il fenomeno della relazione tra ablazione glaciale e clima è stato nel corso degli anni al centro di diversi studi (Hock, 2005): già nel 1700 (Walcher, 1773) si era intuita la relazione tra cambiamenti climatici e fluttuazione dei ghiacciai.

Negli anni '30 del secolo scorso si hanno le prime formule empiriche di ablazione glaciale basate su osservazioni meteorologiche (Ahlmann, 1935; 1948), e formule invece basate sul ***bilancio energetico completo*** (Sverdrup, 1935; 1936).

La classe di modelli basate su equazioni di bilancio energetico richiedono il calcolo di tanti più parametri quanto è più raffinato il modello. Questi modelli, oltre ad essere onerosi in termini computazionali, richiedono un vasto numero di parametri in input che generalmente non sono reperibili.

La classe di modelli che ha avuto più successo nel corso degli anni sono i ***Temperature-index***, il cui utilizzo spazia tra la previsione dei fenomeni di piena (WMO, 1986), il bilancio di massa glaciale (e.g., Laumann et al., 1993, Oerlemans et al., 1998) e

stima della variazione di ghiacciai in scenari futuri di aumento di temperatura (e.g., Braithwaite and Zhang, 1999).

Questi si caratterizzano per la loro semplicità, in quanto prendono in considerazione solo il parametro di temperatura, che come abbiamo detto più volte, è il più facile sia da reperire che da stimare.

Viene assunta una relazione empirica tra la fusione e la temperatura dell'aria.

Il coefficiente di proporzionalità diretta tra fusione e temperatura è il *Degree Day Factor* (DDF), che va stimato separatamente in loco per ghiaccio e neve.

Questo coefficiente lo si considera generalmente invariante nell'area d'interesse. A volte può essere fatto dipendere dall'esposizione del punto considerato, per tenere conto dell'ombreggiamento dell'area, considerando quindi in modo implicito la diversa radiazione solare.

La scala temporale d'applicazione del modello dipende dagli obiettivi preposti, oltre che alla capacità di calcolo a disposizione: per la previsione di fenomeni di piena è consigliabile applicare il modello in risoluzione temporale sub-giornaliera data la grande variabilità delle temperature all'interno di un giorno.

I *Temperature-Index*, pur dando buoni risultati in termini di media sia su scala spaziale che temporale, non riescono a cogliere la variabilità dei tassi di fusione che dipende inoltre dalle sopraccitate variabili.

Inoltre, l'aumento di capacità computazionale dei computer, permette di calcolare in tempi ragionevoli il bilancio idrologico con un'alta risoluzione spaziale, in modo da poter tener conto dell'elevata eterogeneità topografica in cui molto spesso si incorre.

Si rende così possibile in questi modelli distribuiti di tener conto della spazializzazione dei fattori di fusione.

Un buon compromesso tra quella che è la capacità di calcolo e la reperibilità dei dati è quello di includere nel modello di fusione la radiazione solare.

Modelli radiativi di fusione

L'ampia disponibilità di DTM, anche ad alta risoluzione, permette, tramite specifici algoritmi, di calcolare i valori di pendenza e di esposizione solare nei vari giorni dell'anno del terreno. Si ottengono zone in cui la radiazione incidente è molto limitata, generalmente nelle vallate molto strette e nei versanti settentrionali, e zone che godono del massimo numero di ore di luce, come le creste delle montagne ed i loro versanti Sud.

Si definisce così una maschera del DTM a risoluzione giornaliera in cui per ogni cella si ha il fattore di riduzione della radiazione solare incidente.

Per quanto riguarda la radiazione solare incidente esistono formule che permettono di calcolare la radiazione di *Clear Sky* su scala giornaliera. Queste tengono conto di latitudine, altitudine, azimut, angolo orario e distanza Terra-Sole.

Ovviamente queste formule non tengono conto della variabilità meteo giornaliera, e quindi del grado di copertura del cielo, che può abbattere la radiazione di *Clear Sky* di oltre il 90%.

Si introduce quindi il fattore di *Clear Sky Index*, CSI, dato dal rapporto tra il dato di lettura della stazione e quello teorico calcolato.

I modelli radiativi di fusione tengono conto anche dell'albedo che tiene conto della capacità di un corpo di riflettere la luce.

L'albedo è definita come la riflettività di un corpo nella porzione di spettro compresa tra 0.35 e 2.8 μm ed è data dal rapporto tra la radiazione solare riflessa e quella incidente.

Per elevati valori di albedo il corpo tende a riflettere un maggior quantitativo di radiazione, quindi assorbe poca energia per la fusione. Lo si può stimare abbastanza semplicemente dal colore di un corpo, tanto più è chiaro, tanto più alta è l'albedo.

Per la neve fresca, generalmente molto chiara, si possono raggiungere valori di albedo di 0.9, mentre il ghiaccio sporco, che come abbiamo visto può apparire più scuro della roccia circostante, può raggiungere un minimo di 0.1.

Sono sufficienti piccole tracce di polvere e di inquinamento atmosferico per far crollare il valore di albedo (Warren, 1980), quindi è difficile prevedere giorno per giorno il suo valore.

Per questo elaborato si sono usati valori di albedo medi distinti per ghiaccio e neve. Per il primo si è usato un valore di 0.4 e per il secondo di 0.7.

In questo elaborato, tra i modelli radiativi disponibili in letteratura, si è quello di Pellicciotti et al. (2005).

Modello di Pellicciotti

Il modello si presenta come un binomio in cui sono distinte le componenti di temperatura e radiazione, ed è lineare in queste variabili, mantenendo quindi un basso onere computazionale:

$$M_{ice,snow} = TMF_{ice,snow} \cdot (T - T_{crit}) + RMF_{ice,snow} \cdot Rad_{netta} \cdot (1 - \alpha_{ice,snow}) \quad se \ T > T_{crit}$$

Equazione 3-6

Dove:

- *TMF* e *RMF* sono rispettivamente il Degree Melt Factor ed il Radiation Melt Factor che vanno stimati separatamente per ghiaccio e neve
- α è il valore di albedo sopra discusso

- Rad_{netta} è la radiazione solare netta, data dal prodotto di quella di *Clear Sky* e il CSI, espressa in W/m^2 giornalieri
- T_{crit} è la temperatura critica al di sotto della quale non si ha fusione. In questo caso, come di norma, la si è posta a 0 C°

3.1.3 EVAPOTRASPIRAZIONE

Nei modelli per il calcolo di evapotraspirazione si fa generalmente riferimento ad evapotraspirazione potenziale ed effettiva.

La prima viene espressa tramite un'equazione di bilancio energetico, mentre la seconda come bilancio di massa ed è una quota della prima.

Come per la fusione esistono diverse formule per il calcolo dell'evapotraspirazione, ognuna con un diverso grado di complessità, e nata per un differente utilizzo.

Il calcolo dell'evapotraspirazione è fondamentale nell'agricoltura, dove bisogna stabilire con precisione il quantitativo d'acqua da fornire alle piante.

La formula qui usata, proposta da Hargreaves (1973), nasce appunto con finalità agricole:

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

Equazione 3-7

Dove:

- S_0 è l'equivalente in mm d'acqua evaporata della radiazione solare globale [mm/d]
- T la temperatura media giornaliera [$^\circ\text{C}$]
- δ_t è l'escursione media mensile della temperatura [$^\circ\text{C}$]

Una volta calcolata l'evapotraspirazione potenziale, si passa al calcolo delle due componenti, l'evaporazione e la traspirazione, che a loro volta dipendono dal contenuto d'acqua nel terreno e dalla frazione vegetale del terreno.

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

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

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

$$\beta(\theta) = \begin{cases} \frac{\theta - \theta_w}{\theta_l - \theta_w} & \text{se } \theta > \theta_w \\ 0 & \text{se } \theta \leq \theta_w \end{cases}$$

$$ET = E_s + T_s$$

Equazione 3-8

Dove:

- θ_w è il contenuto d'acqua corrispondente al punto d'appassimento della vegetazione, ovvero il punto d'acqua al di sotto del quale le piante non riescono ad estrarre l'acqua dal terreno, posto da letteratura pari a 0,15
- θ_l è il contenuto d'acqua alla capacità di campo, ossia il massimo valore d'acqua che il terreno è capace di trattenere senza percolazione, posto a 0,35
- θ è il contenuto d'acqua corrente ed è dato dal rapporto tra S e S_{MAX}

Per il lago si è deciso di calcolare l'evapotraspirazione con la stessa formula di Hargreaves per suolo saturo.

3.1.4 DEFLUSSO SOTTERRANEO

La portata sub-superficiale Q_g viene calcolata in funzione del contenuto d'acqua del terreno e della permeabilità K del suolo (Chen et al., 2005):

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

Equazione 3-9

Dove i valori di permeabilità K ed il fattore k_g vengono generalmente calibrati da idrogramma. In questo caso non avendo a disposizione valori di portata in ingresso nel lago si sono usati valori di letteratura pari rispettivamente a 4 m³/s e 1.5.

3.1.5 DINAMICA GLACIALE

Il comportamento meccanico dei ghiacciai e la loro dinamica possono essere spiegati attraverso le leggi di visco-plasticità (Duval et al., 2010).

Ricordiamo che le deformazioni viscosi sono quelle per cui un corpo, sottoposto a carico costante, si deforma lentamente nel tempo, mentre le deformazioni plastiche sono quelle per cui in seguito ad una tensione il corpo si deforma in modo irreversibile.

La forzante del loro movimento è rappresentata dalla forza di gravità, per cui è il peso stesso del ghiacciaio a causare il suo lento spostamento da monte verso valle, permettendo così la rigenerazione della zona d'ablazione.

Inoltre, la dinamica glaciale è responsabile del corso degli anni della deformazione del sub-strato roccioso su cui scorre, modificando profondamente il paesaggio.

In questa sede si è assunto il sub-strato roccioso come perfettamente rigido, quindi il ghiacciaio scivola sopra la roccia senza modificarla minimamente.

Data la complessità della fisica glaciale, ed il grande dispendio computazionale che richiederebbe un modello completo, si è deciso di utilizzare un approccio semplificato per la valutazione dello scorrimento basale.

Viene definito innanzitutto uno sforzo di taglio basale, che si sviluppa sull'interfaccia tra ghiaccio e roccia, e viene calcolato su scala giornaliera per ogni cella in funzione dell'altezza di ghiaccio h_{ice} :

$$\tau_b(x, y, t) = \rho_{ice} \cdot g \cdot h_{ice}(x, y, t) \cdot \sin(\alpha)$$

Equazione 3-10

Dove:

- τ_b è lo sforzo di taglio basale [Pa]
- $\rho_{ice} = 917 \text{ kg/m}^3$ è la densità del ghiaccio
- g è l'accelerazione gravitazionale, pari a $9,81 \text{ m/s}^2$
- h_{ice} è lo spessore di ghiaccio in metri
- α è l'angolo di pendenza locale, ottenuto sottraendo dal DTM il valore di h_{ice} , il cui metodo di calcolo descriveremo in seguito

Questo approccio in realtà è valido solo nel caso monodimensionale, in cui il ghiacciaio ed il terreno hanno larghezza ed estensione infinita con proprietà costanti.

Può quindi essere considerato sostanzialmente corretto per ghiacciai molto estesi, con valori di pendenza bassi e costanti, quali possono essere i ghiacciai delle calotte polari, dove si considera il moto del ghiacciaio in un'unica componente parallela al gradiente del terreno.

Nel nostro caso studio si dovrebbe tenere conto del confinamento laterale del ghiaccio, degli sforzi di compressione nei punti di terreno concavi, e degli sforzi di trazione che si hanno nelle parti convesse, causa delle fratture che si osservano nei ghiacciai. Un approccio numerico agli elementi finiti permette di tenere conto di quanto detto, aumentando però smisuratamente l'onere computazione. In aggiunta non si hanno dati né sullo spessore del ghiacciaio, né sull'andamento del substrato roccioso, quindi non sussistono le condizioni per applicare un metodo più complesso.

La formula di Oerlemans (2001) ci permette di legare il valore dello sforzo di taglio basale alla velocità di movimento locale del ghiacciaio, in questa la velocità U dipende dall'esponentiale di τ_b , quindi, per l'Equazione 3-10, è più alto nelle zone di ghiacciaio con profondità maggiore e più basso sulla lingua d'ablazione.

La velocità varia anche all'interno del profilo considerato, che viene quindi deformato [Figura 3-1], le zone più vicine al *bedrock* rimangono sostanzialmente ferme mentre le fasce superiori scivolano su di esse.

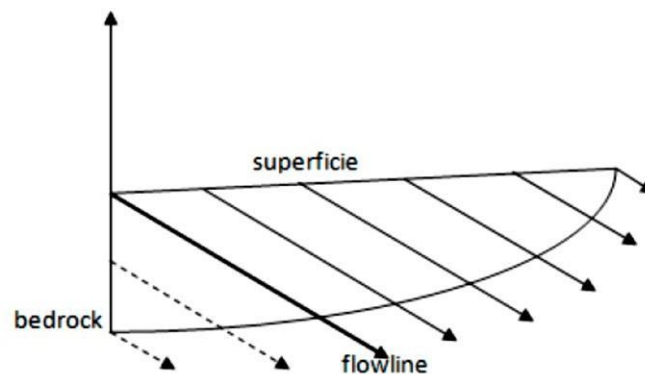


Figura 3-1 velocità di ghiacciaio in funzione di profondità

U viene espressa come la somma di due componenti, U_d e U_s , che indicano rispettivamente la velocità di deformazione interna e la velocità di scivolamento.

Entrambi i valori sono correlati a τ_b (Paterson, 1983) tramite le variabili di flusso f_d e f_s .

U_d secondo la relazione di Oerlemans è pari a:

$$U_d = f_d h_{ice} \tau_b^5$$

Equazione 3-11

La velocità di scivolamento U_s del ghiacciaio sul fondo roccioso è di difficile valutazione, essa dipende fortemente dal quantitativo d'acqua presente sul fondo del

ghiacciaio, che a sua volta dipende dalla temperatura del suolo, e quindi dalla presenza di permafrost, e dalla stagione.

Si è infatti osservato un aumento della velocità di scorrimento in corrispondenza del periodo estivo (Garavaglia et al., 2012), nel quale, come è logico intuire, l'acqua di fusione percola attraverso il ghiacciaio raggiungendo il bedrock e va a diminuire l'attrito ghiacciaio-roccia.

Un altro fattore che influenza fortemente lo scorrimento è la presenza di sedimenti, le tecniche per quantificare l'effetto dei sedimenti sulla dinamica glaciale hanno finora prodotto risultati non soddisfacenti. Quindi non sono contemplate in questo elaborato.

Per quanto riguarda la presenza di permafrost esistono dati recenti (Paro, 2012), che confermano la probabile presenza di permafrost nei pressi del ghiacciaio del Sabbione [Figura 3-2], verosimilmente in situazione di ritiro anch'esso rispetto al ghiacciaio.

La presenza di permafrost potrebbe spiegare la difficoltà nel tracciare la velocità di spostamento del ghiacciaio da ortofoto e da rilevamento paline, infatti il permafrost potrebbe aver reso quasi nulla la velocità di spostamento del ghiacciaio rendendone impossibile la quantificazione.

Queste informazioni sono state trascurate in fase di parametrizzazione del modello, in quanto troppo parziali per fornire dati quantitativi.

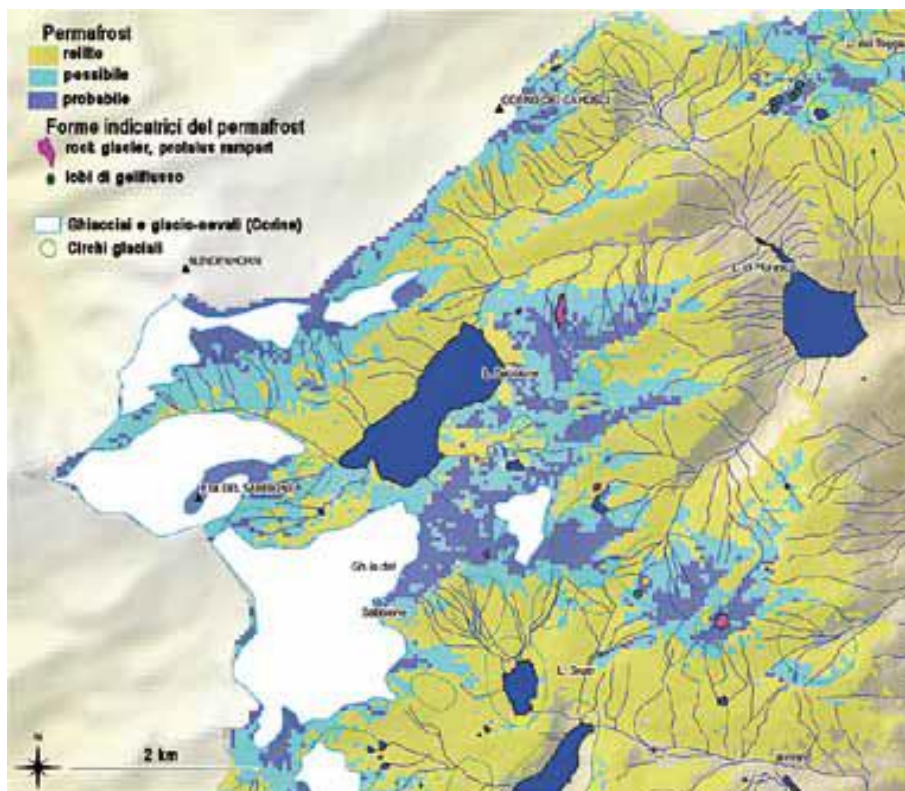


Figura 3-2 carta della criosfera dell'area del Lago del Sabbione

In questa sede utilizziamo per l'espressione della velocità di scivolamento la teoria di Weertman (1957), la cui validità è stata confermata dai dati sperimentali ottenuti da Budd (1975).

In questa teoria la velocità di scivolamento è a sua volta scomposta in due componenti:

una componente dovuta al fenomeno di ricongelamento dell'acqua del bedrock, e l'altra legata alla deformazione plastica dovuta al fenomeno di *creeping*, la deformazione viscosa di cui si parlava precedentemente.

Entrambe le componenti dipendono dallo sforzo basale τ_b , dalla scabrezza del letto R , e dalle dimensioni caratteristiche dell'asperità:

$$u = u_1 + u_2 = C_1 \cdot \frac{\tau_b}{aR^2} + C_2 a \left(\frac{\tau_b}{R^2} \right)^m$$

Equazione 3-12

Il primo termine, dovuto al ricongelamento, risulta essere trascurabile rispetto al termine viscoso (Wallinga et al., 1998). La formula può quindi essere semplificata in:

$$U_s = \frac{\tau_b^m}{\rho \cdot g \cdot h_{ice} - P}$$

Equazione 3-13

Dove:

- P è la pressione dell'acqua alla base, qui, in assenza di informazioni, è valutata come una percentuale del carico totale del ghiaccio
- m è un esponente qui considerato pari a 3 come indicato da Oerlemans (2001).

Possiamo quindi ancora semplificare l'espressione della velocità di scivolamento in:

$$U_s = f_s \cdot \left(\frac{\tau_b^m}{h_{ice}} \right)$$

Equazione 3-14

Si può infine riscrivere la velocità U integrata sulla verticale come la somma di U_d e U_s :

$$U = U_s + U_d = f_d h_{ice} \tau_b^3 + f_s \left(\frac{\tau_b^3}{h_{ice}} \right)$$

Equazione 3-15

I parametri di flusso di deformazione, non avendo ulteriori informazioni, sono stati presi da Aili (2017), calibrati per i ghiacciai dell'Alta Valtellina, a quota simile ai ghiacciai del Sabbione.

fd	$1.2 \cdot 10^{-24}$
fs	$1.5 \cdot 10^{-21}$

Con questi valori si ottengono generalmente valori di spostamento per qualche metro l'anno.

La perdita di spessore del ghiacciaio per ogni cella è data quindi da:

$$\Delta h_{ice}(x, y, t + 1) = \frac{h_{ice(x,y,t)} \cdot U(x, y, t) \cdot dt}{l_{cell}}$$

Equazione 3-16

Ad ogni cella sarà quindi associato un nuovo valore di h dipendente dal precedente e dal contributo di flusso:

$$\Delta h_{ice}(x, y, t + 1) = h_{ice}(x, y, t) - \Delta h_{ice}(x, y, t) + h_{3flow}(x, y, t)$$

Equazione 3-17

3.2 Calibrazione parametri

3.2.1 Clear Sky Index

Come precedentemente detto il fattore di CSI serve a tenere conto della differenza tra radiazione di Clear Sky rispetto a quella reale. Si è dovuto quindi calcolare la radiazione teorica di Clear Sky su Matlab relativa alla stazione di Grimsel Hospiz.

Per fare questo si è ricorso allo stesso modello utilizzato per il bacino del Sabbione, ed al DEM della stazione di Grimsel fornito dal progetto italo-elvetico HELI-DEM. Il DEM in

questione è stato scelto sufficientemente largo in modo da includere i rilievi vicini che potrebbero oscurare la stazione in certi periodi dell'anno.

I valori ottenuti di CSI sono stati poi elaborati in modo da essere compresi tra 0 e 1.

Si sono registrati diversi giorni in cui i dati di radiazione della stazione di Grimsel superano quelli teorici: questo è da riportare probabilmente più che ad un errore del modello che ad errori di misura della stazione, i cui dati hanno buona coerenza interna e pochi outlier,

Questi valori di CSI sono stati posti uguali a 1.

Il grafico sotto proposto [Figura 3-3] mostra per il periodo di calibrazione la radiazione media misurata totale giornaliera, il massimo di radiazione misurata per ogni giorno dell'anno per il periodo di calibrazione, che costituisce quindi la curva involucro superiore dei valori di radiazione registrati, ed il valore di radiazione di Clear Sky calcolato su Matlab.

Come si nota c'è un certo discostamento tra la curva involucro e la radiazione teorica calcolata, questo dato va a confermare quanto detto prima sull'approssimazione del modello.

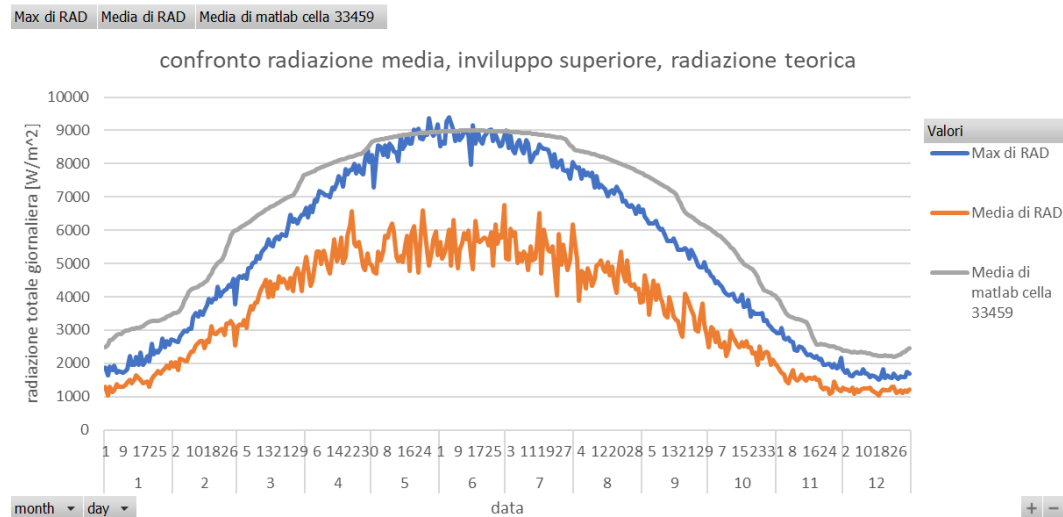


Figura 3-3 confronto radiazione teorica, radiazione media e involucro superiore

Il valore medio di CSI ottenuto è di 0.565 con deviazione standard pari a 0,223. Di sotto è proposto l'istogramma [Figura 3-4] con il numero di occorrenze per ogni classe (il numero totale di valori è di 6575).

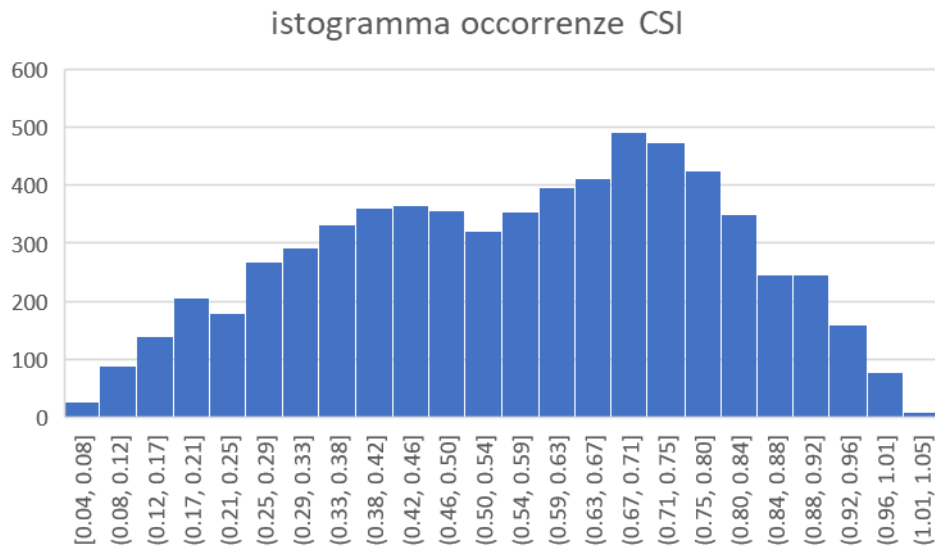


Figura 3-4 istogramma CSI

3.2.2 Temperatura critica di precipitazione

Come detto precedentemente, i dati di pioggia e neve sono stati raccolti in un vettore di precipitazione totale P_{tot} . In questa operazione viene quindi sintetizzato il dato di precipitazione e si perde la differenza tra neve e pioggia. Questo avviene perché non è legittimo considerare il dato della stazione valido per tutto il bacino; data la varietà di altimetria, e quindi di temperatura, che si ha all'interno del bacino può verificarsi che piova nelle fasce più basse e nevichi contemporaneamente più ad alta quota.

È necessario quindi inserire un criterio che permetta al modello idrologico di distinguere la precipitazione liquida dalla neve secondo un parametro di temperatura.

Si è scelto per semplicità di inserire un unico parametro di temperatura che costituisca da *threshold* per neve e pioggia. Ossia a seconda che la temperatura sia sopra o sotto questo valore di riferimento si considera la precipitazione per la cella in questione come pioggia o neve.

Per verificare quale valore di temperatura (max, min o media) e quale valore di T_{thres} utilizzare si è operato nel seguente modo:

- Si è inizializzata la threshold per i 3 valori di temperatura con la temperatura di 0°
- Fissato T_{thres} si è potuta calcolare pioggia e neve annua con il predetto criterio nei 3 casi
- Dopo di che si è calcolata la differenza in percentuale di pioggia e neve per ogni anno tra il valore reale ed il valore del modello

- Si è calcolata come *object function* la somma dei moduli delle differenze calcolate nel precedente punto
- Si è minimizzata per i 3 casi la *object function* in funzione di T_{thres}
- Si è scelta come T_{thres} quella con *object function* minore che è risultato essere $T_{thres} = 0^\circ$ utilizzando come valore di riferimento la temperatura media

Di seguito viene proposto il grafico di neve e pioggia annua secondo il predetto modello rispetto ai valori misurati [Figura 3-5]. Come si nota nell'arco del singolo anno si possono registrare differenze notevoli, dell'ordine del 30%.

Questo è dovuto al fatto che si può avere grande variabilità di temperature in cui si può avere sia neve che pioggia; nella Figura 3-6 si è rappresentata la percentuale di pioggia e neve annue con T rispettivamente minori e maggiori di 0 sul totale di pioggia e neve annue.

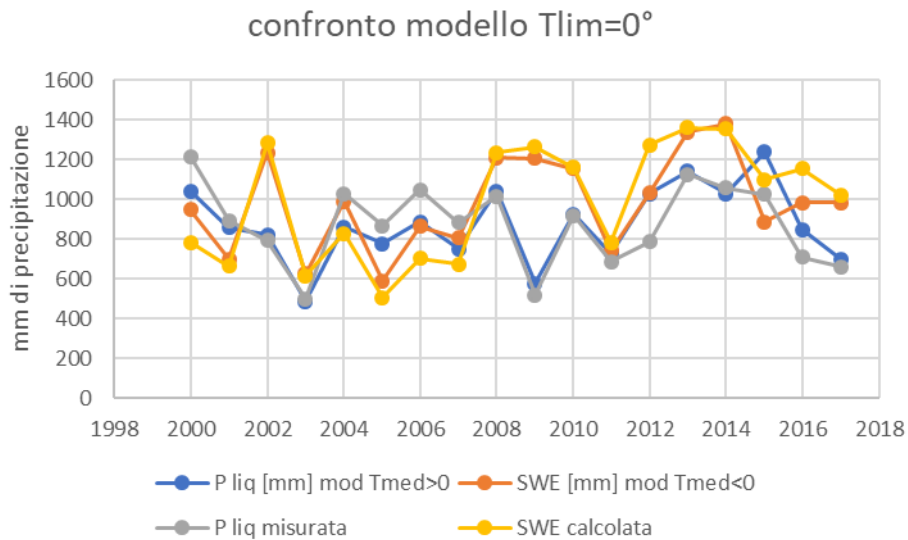


Figura 3-5 rappresentazione di pioggia e neve nel modello rispetto a valori misurati

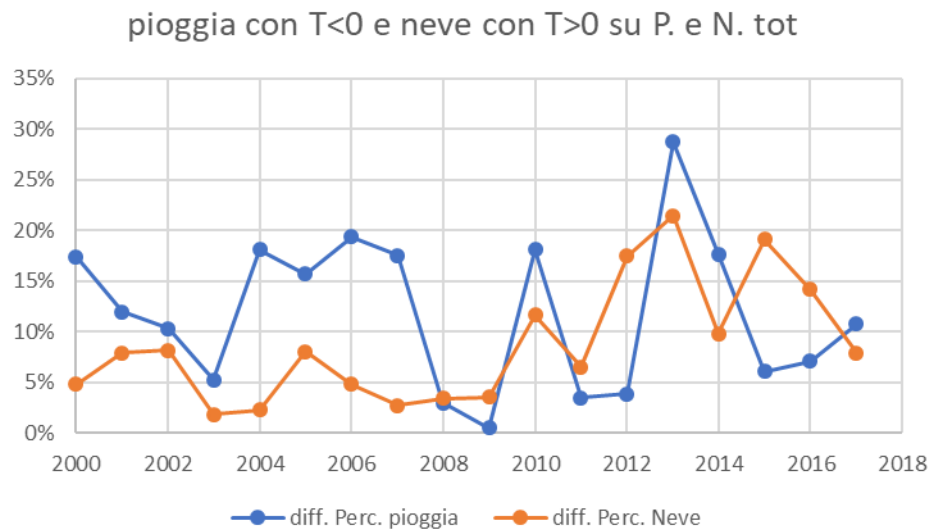


Figura 3-6 verifica incidenza piogge e nevicate con temperatura minore e maggiore di 0 sul totale

3.2.3 Parametri di fusione nivale

Per stimare i dati di fusione nivale, il *Degree Day Factor* e il *Radiation Day Factor*, si useranno i dati di neve fresca e di neve al suolo alla stazione di Formazza Pian dei Camosci.

Siccome la stazione è al di fuori dal perimetro del bacino, è stato necessario utilizzare un nuovo DTM, sempre fornito da HELI-DEM, per calcolare i dati di radiazione teorica, che è stata moltiplicata per il CSI per ottenere la radiazione netta. I dati di temperatura presi sono quelli riferiti alla stazione.

Si applica poi il modello di fusione nivale sulla singola cella per ogni coppia di parametri *DDF* e *RDF* con un certo passo e nel range di valori dato in letteratura, mettendo in input i dati di radiazione netta, temperatura e neve fresca, la cui densità è considerata costante pari a 105 kg/m^3 , e si compara il valore di *SWE* con il dato di neve al suolo.

Per quest'ultimo valore non è possibile considerare lo stesso valore di densità utilizzato per la neve fresca, in quanto i fenomeni di compattazione, fusione e ricongelamento rendono la densità della neve al suolo di molto superiore rispetto alla fresca. La trattazione del calcolo della densità della neve al suolo viene sviluppata nel seguente riquadro.

Compattazione della neve

Viene qui utilizzata la relazione di Martinec (1956), secondo la quale la neve al suolo viene modellizzata come una serie di strati indipendenti, ognuno corrispondente ad una nevicata, la cui densità dipende esclusivamente dal tempo di permanenza dello strato al suolo.

Nella formula da lui proposta per il calcolo del contenuto d'acqua del manto, lo SWE, si considera che la densità dello strato di neve relativo alla giornata i aumenti con il passare dei giorni, quindi l'altezza diminuisce, mentre il contenuto d'acqua rimane costante (se nel frattempo non si ha fusione).

La compattazione di ogni strato dipende, oltre che dal tempo, dalla temperatura, dal peso degli strati al di sopra di esso, dal vento e da eventuali piogge.

Tuttavia, gli strumenti generalmente a disposizione registrano solamente l'altezza totale del manto nevoso (Premoli, 2014), rendendo difficile parametrizzare le predette variabili.

Il tempo viene considerato come il fattore dominante; l'altezza dello strato h_{sn} , dopo n giorni da quando è nevicato, risulta legata all'altezza di neve iniziale h_{s0} dalla seguente relazione:

$$h_{sn} = h_{s0} \cdot (n + 1)^{-m}$$

Equazione 3-18

Dove m è un coefficiente da calibrare nel periodo invernale in cui non si ha fusione.

Dall'altezza dello strato di neve h_{sn} si può ricavare direttamente la densità della neve al giorno n , ricordiamo infatti che:

$$h_s = SWE \cdot \rho_w / \rho_s$$

Equazione 3-19

Con l'ipotesi di fusione e sublimazione nulle si ottiene:

$$\rho_n = \rho_s \cdot (n + 1)^m$$

Equazione 3-20

Il modello opera quindi suddividendo il manto nivale in diversi strati, ognuno dei quali legato ad una nevicata. Calcola per ogni giorno lo SWE tenendo conto del dato di neve fresca e della possibile fusione (modellizzata con Pellicciotti).

La fusione non coinvolge tutti gli strati di neve, ma solo quello più superficiale, a cui vengono sottratti dallo SWE i mm di fusione, passando allo strato sottostante se la fusione è superiore al valore di SWE dello strato superficiale.

Notiamo che in questo modo gli strati di neve più profondi continuano a compattarsi, incrementando la densità complessiva del manto nivale, che aumenta fino a quando non si ha completa fusione del manto nivale.

Dal calcolo della densità di ogni strato di neve si ottiene così l'altezza complessiva del manto nivale, che può essere confrontata con il dato di neve al suolo.

Si sono quindi calcolate tutte le combinazioni di m , DDS , RDS nel range di letteratura con passo fisso, e si sono scelti quei valori con miglior adattamento del dato di neve al suolo modellato rispetto a quello misurato.

I risultati sono esposti nella tabella di sotto:

m	0.003
DDS	2.4
RDS	0.02

Tabella 6 risultati calibrazione fusione nivale

3.2.4 Parametri fusione glaciale

La calibrazione dei parametri di fusione glaciale, DDI e RDI , deve avvenire necessariamente dopo quella dei parametri di fusione nivale, dal momento che la fusione del ghiaccio avviene solo quando non è più rimasta neve su di esso, e quindi serve prima calcolare il numero di giorni in cui il ghiacciaio rimane scoperto da neve, e può avvenire quindi la fusione.

Come abbiamo detto le misure di ablazione glaciale sono state condotte a partire dal 2011 su 4 paline.

Prima di procedere con la calibrazione mostriamo i dati di ablazione misurati alle paline nella Tabella 7 e Figura 3-7.

La parzialità dei dati è dovuta alla mancata sostituzione delle paline, di lunghezza pari a 10 metri, una volta completamente emerse. Solo la palina 4 è stata reinstallata nel novembre 2014 (quindi il dato relativo al 2015 per la palina in questione è da leggersi come ablazione registrata tra il 3/11/2014 e 21/09/2015).

Ricordiamo inoltre che tutte e 4 le paline sono state installate sul ghiacciaio Meridionale, quindi il dato non è completamente rappresentativo.

ablazione paline misurata [cm]	palina 1 quota 2790 m	palina 2 quota 2706 m	palina 3 quota 2615 m	palina 4 quota 2554 m
29/07/2011				
15/09/2011	199	221	238	252
09/09/2012	145	180	235	308
14/09/2013	42	110	200	260
16/09/2014	103	145	200	
03/11/2014				
21/09/2015	185	162		455
03/09/2016	78			345

Tabella 7 ablazione paline misurata

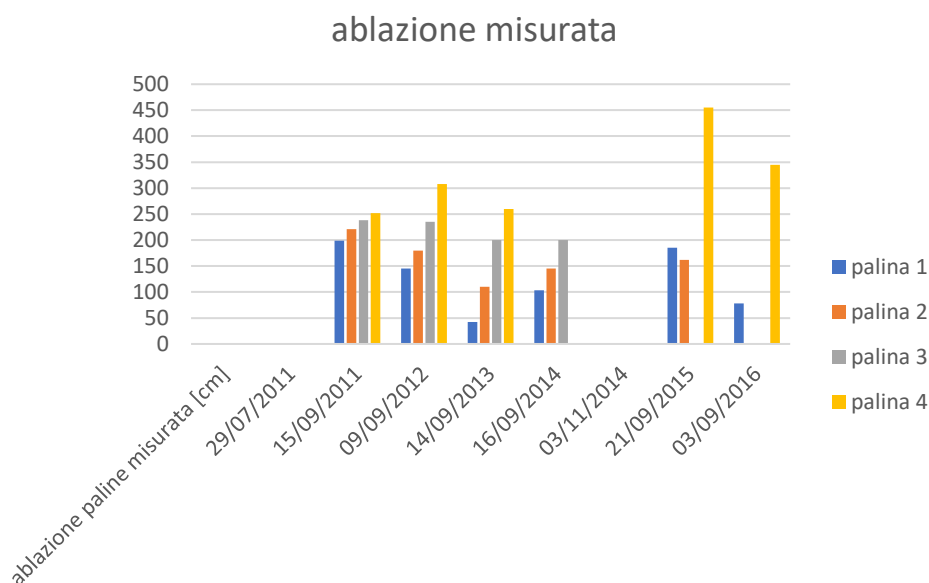


Figura 3-7 valori ablazione paline misurati

Come detto, dal momento che non sono disponibili informazioni precise, dobbiamo calcolare i giorni senza copertura nivale per le 4 paline, inoltre servono i dati di radiazione solare e di temperatura. Per fare questo si è utilizzato il modello idrologico, imponendo al ghiacciaio un'altezza iniziale di 100 metri (tratteremo la modellizzazione dello spessore iniziale del ghiacciaio successivamente) e non considerando il flusso glaciale.

Una volta ottenuti questi dati, si è potuta calcolare l'ablazione glaciale con la formula di Pellicciotti per le 4 paline. Similmente a quanto fatto per il calcolo della temperatura di threshold per le precipitazioni, si è calcolata l'ablazione glaciale con dei valori iniziali di DDI e RDI random, e poi si è minimizzata la differenza tra i valori misurati e quelli calcolati in funzione di DDI e RDI.

È emersa però un problema relativo alla copertura nivale, si è registrato per alcuni anni perenne copertura nivale di alcune paline, rendendo impossibile la calibrazione della fusione glaciale.

Riportiamo come esempio il confronto tra l'ablazione misurata e quella stimata per la palina 1 nella Figura 3-8.



Figura 3-8 confronto ablazione con DDS 2.4 e RDS 0.02

Questo dato ci costringe a ritornare indietro alla calibrazione dei parametri di fusione nivale.

Si può ritenere che la mancanza di dati nella fase di fusione nivale a giugno, come riportato nel capitolo 2.3.3, abbia influito sulla scarsa verosimiglianza dei parametri di fusione nivale ottenuti.

Si decide pertanto di alzare **DDS a 3.4** e **RDS a 0.04**, la scelta è legittimata dal fatto che il valore di adattamento delle due serie di dati di neve al suolo, l' R^2 , è comunque alto (0,86 contro 0,94 ottenuto con i precedenti parametri).

Con questi parametri si è ripetuto lo schema precedentemente descritto e si sono ottenuti i valori di DDI e RDI descritti nella Tabella 8.

Il valore 0 ottenuto per RDI è dovuto al fatto che l'ablazione misurata alle paline è crescente con il diminuire della quota, quindi è stato forzato il parametro *DDI*, che ricordiamo dipendere dalla temperatura, e quindi dalla quota, per adattarsi a questo andamento.

DDI	5.32
-----	------

RDI	o
-----	---

Tabella 8 valori DDI e RDI

Di seguito i grafici relativi alle 4 paline sul confronto tra dati di ablazione misurati e stimati [Figura 3-9, Figura 3-10, Figura 3-11, Figura 3-12].

Il modello non riesce a adattarsi perfettamente ai dati, ma rimane comunque soddisfacente.



Figura 3-9 confronto palina 1 ablazione



Figura 3-10 confronto palina 2 ablazione



Figura 3-11 confronto palina 3 ablazione



Figura 3-12 confronto palina 4 ablazione

3.2.5 Modellazione spessore ghiacciaio

Modellizzare lo spessore del ghiacciaio in modo puntuale è forse la componente con maggiore incertezza di questo elaborato.

Ricordiamo che disponiamo di 2 sole tracce GPR del 2011 per la misura dello spessore del ghiacciaio. Dovendo noi calcolare lo spessore del ghiacciaio nel 2000, questi dati risultano inutili in questa fase, e verranno usati per la verifica della bontà del modello.

In letteratura si hanno diversi esempi di calcolo numerico dello spessore glaciale (e.g. Le Meur et al. 2007, Jouvét et al. 2009).

Nel seguente elaborato, tuttavia, non faremo ricorso a questi metodi, in quanto dal punto di vista computazionale complessi, ma utilizzeremo il metodo semplificato sviluppato da Paul e Linsbauer (2012).

In questo approccio si considera che l'azione di modellamento del ghiacciaio su terreno è trascurabile. La verosimiglianza di questa ipotesi è data dal fatto che la maggior parte della topografia subglaciale si è data nel periodo dell'Ultimo Massimo Glaciale, ed i ghiacciai odierni, essendo una frazione ridotta rispetto a quel periodo, abbiano avuto un'influenza limitata sulla topografia.

Data l'ipotesi, lo spessore glaciale risulta essere fortemente influenzato dalla pendenza del terreno.

Se si considera una porzione di terreno sufficientemente estesa (circa 10 volte l'altezza di ghiaccio) ed il ghiaccio un materiale perfettamente plastico, si può utilizzare l'equazione dell'equilibrio indefinito di un concio rettangolare infinitamente esteso (similmente a quanto abbiamo visto per la dinamica di flusso glaciale), per cui risulta:

$$h_{ice} = \frac{\tau_b}{\rho_{ice} \cdot g \cdot \sin\alpha}$$

Equazione 3-21

Dove:

- τ_b è lo sforzo di taglio basale [Pa]
- $\rho_{ice} = 917 kg/m^3$ è la densità del ghiaccio
- $g = 9.81 m/s^2$ è l'accelerazione gravitazionale
- α è l'angolo della pendenza locale media del terreno

Per calcolare la pendenza locale media si è applicato un filtro al DEM: si è applicata un'interpolazione dei valori di pendenza su un quadrato di 7 celle, per un lato totale di 175 metri. Si è inoltre applicato un valore di pendenza minima per fissare una soglia di spessore massimo del ghiacciaio verosimile ed evitare valori tendenti ad infinito per valori di pendenza molto bassi.

Il valore di taglio basale viene legato alla differenza di quota coperta dal ghiacciaio ΔH .

La formula empirica di seguito riportata, elaborata da Haeberli e Hoelzle (1995), nasce dallo studio di 63 ghiacciai alpini della parte sud-orientale della Svizzera, ed è ottenuta dalla regressione quadratica della corrispondenza dei valori di ΔH e τ_b . [Figura 3-13]

$$\begin{aligned}\tau_b &= 1.5 \text{ [bar]} \text{ se } \Delta H > 1.6 \text{ km} \\ \tau_b &= 0.005 + 1.598\Delta H - 0.435\Delta H^2 \text{ [bar]} \text{ se } \Delta H < 1.6 \text{ km} \\ \tau_b &= 1.5 \text{ [bar]} \text{ se } \Delta H > 1.6 \text{ km}\end{aligned}$$

Equazione 3-22

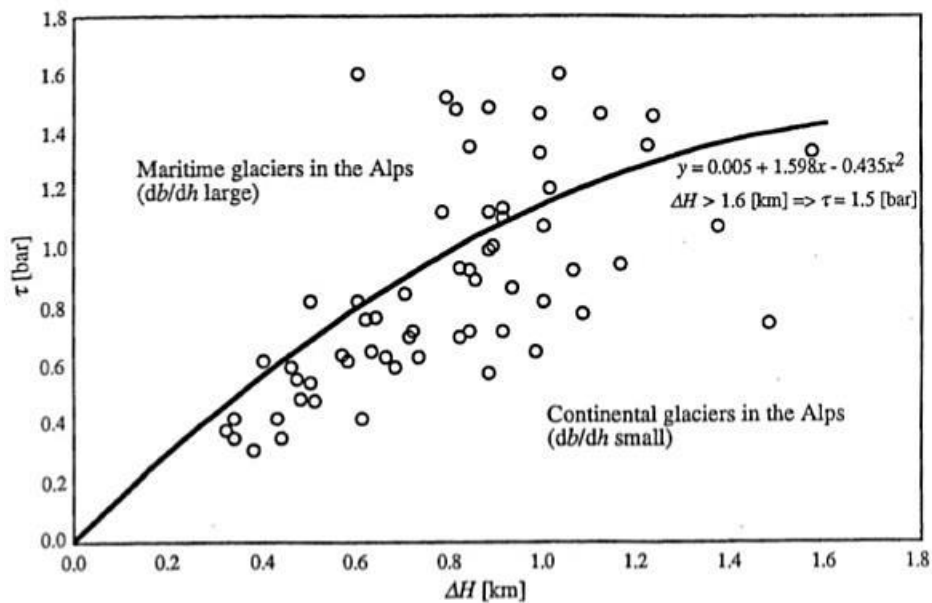


Figura 3-13 regressione tau delta H

Otterremo quindi 3 valori diversi di sforzo di taglio basale per i 3 corpi glaciali: Meridionale, Centrale e Settentrionale.

Uno dei problemi di questa tipologia di calcolo è che non conosciamo la pendenza del bed-rock, ma solo quella del ghiacciaio. Per ovviare a tale difficoltà si è sviluppata una procedura di calcolo iterativa. Si è innanzitutto calcolato uno spessore di ghiacciaio di primo tentativo, utilizzando come dati di pendenza quelli del DEM, si è poi calcolato il DEM del bed-rock sottraendo al DEM i valori di spessore glaciale così ottenuti, si è poi ricalcolata l'altezza del ghiacciaio con i dati di pendenza del DEM bed-rock e si è ripetuto il ciclo fino ad arrivare a convergenza dei valori di altezza.

Si ottiene così la seguente maschera di valori di altezza del ghiacciaio [Figura 3-14].

È stato cerchiato in rosso un picco di spessore di ghiaccio sulla lingua del ghiacciaio Meridionale. Essendo sulla lingua d'ablazione e sapendo già che quella frazione di ghiacciaio è destinata a scomparire con gli anni, tale picco risulta inverosimile.

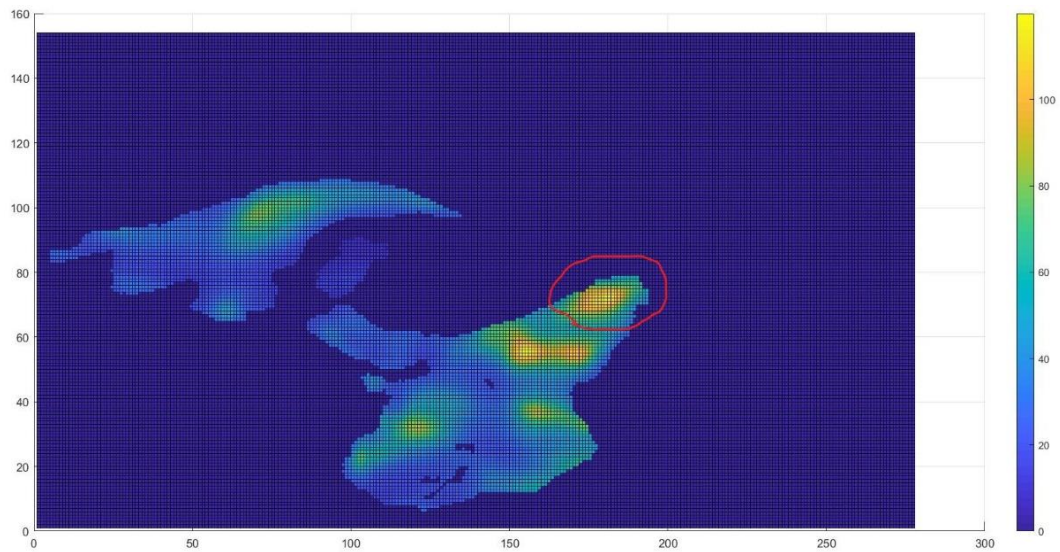


Figura 3-14 modello spessore ghiacciaio, a sinistra il ghiacciaio Settentrionale, a destra quello Meridionale

Inoltre, come possiamo apprezzare meglio dalla Figura 3-15, che è la stessa di prima cambiata di prospettiva, il modello non tiene conto della continuità che si ha generalmente tra fronte glaciale e terreno, ossia il fronte non si presenta come una parete verticale come qui avviene, ma declina dolcemente.

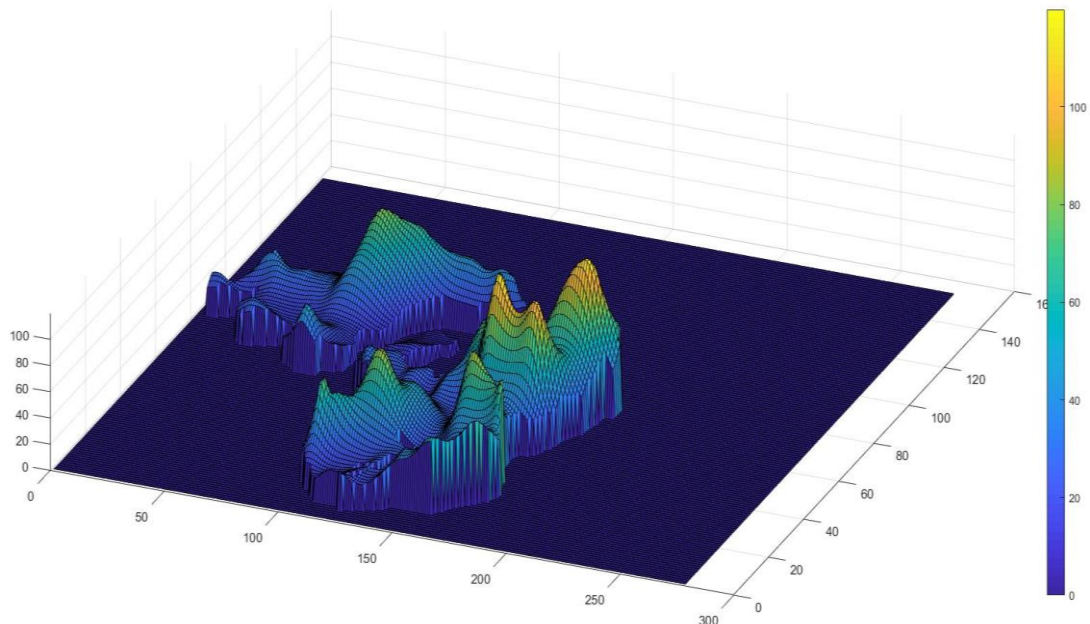


Figura 3-15 modello spessore ghiacciaio, prospettiva laterale

Prima di risolvere il problema del picco del ghiacciaio Meridionale decidiamo di costruire una maschera dei pesi, *weight ice*, per smussare i valori di spessore ai bordi.

Procediamo nel seguente modo:

- Viene implementato uno script su Matlab in cui viene definita la matrice *DEM_ord*; a questa viene assegnato valore 1 alle celle sul perimetro del ghiacciaio (sia esterno che interno), viene poi assegnato valore 2 alle celle vicine a quelle con valore 1 e così via fino a costruire una sorta di piramide [Figura 3-16 e Figura 3-17].

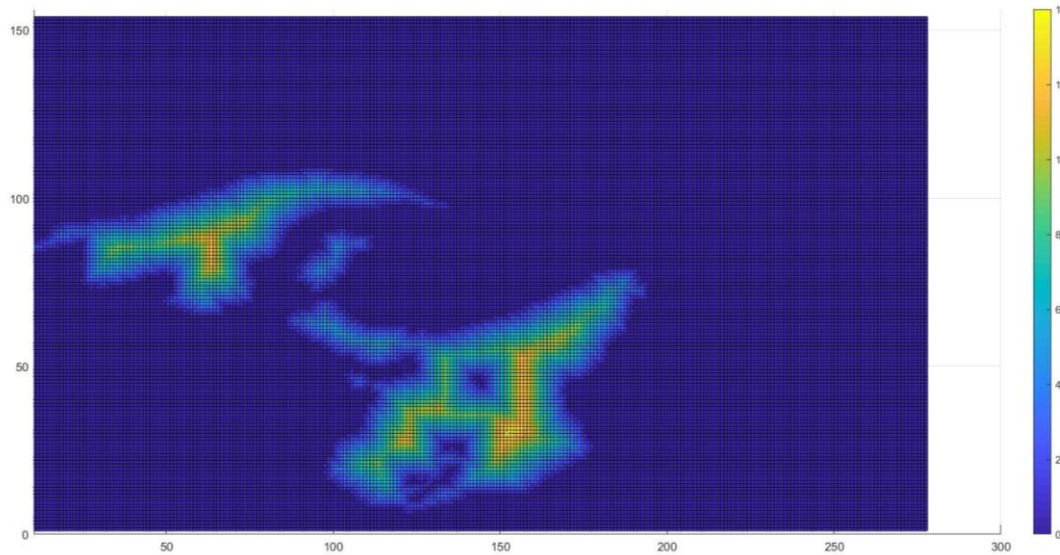


Figura 3-16 piramide maschera pesi prospettiva dall'alto

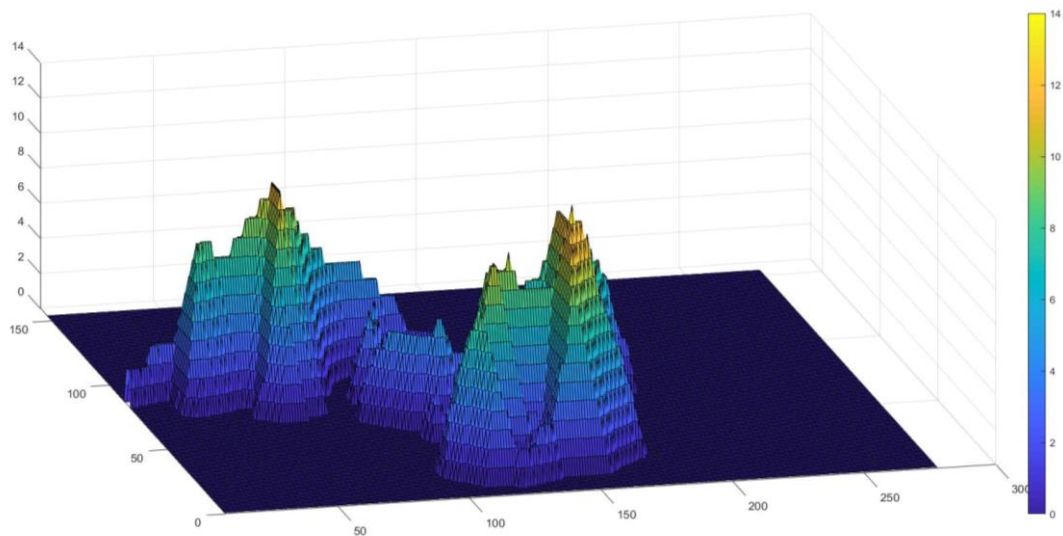


Figura 3-17 piramide maschera pesi prospettiva laterale

- Si sceglie un valore oltre cui non considerare l'effetto di bordo. Nel nostro caso abbiamo scelto 5, il che significa che non applichiamo la maschera a nessuna cella con *DEM_ord* maggiore di 4, andando a modificare i valori di spessore per i primi 100 metri del ghiacciaio (ricordiamo che ogni cella corrisponde ad un quadrato di lato di 25 m).
- Per queste prime 4 celle il valore della maschera sarà di $1/5$ per le celle con valore 1, $2/5$ per le celle con valore 2 e così via...

- Dobbiamo ricordare però che non tutto il perimetro del ghiacciaio del DEM corrisponde al vero perimetro del ghiacciaio. L'estensione del ghiacciaio Meridionale va oltre quella del bacino nella frazione Sud-Est [Figura 3-18]. Quindi per questa frazione di bacino applichiamo alla maschera valore unitario.

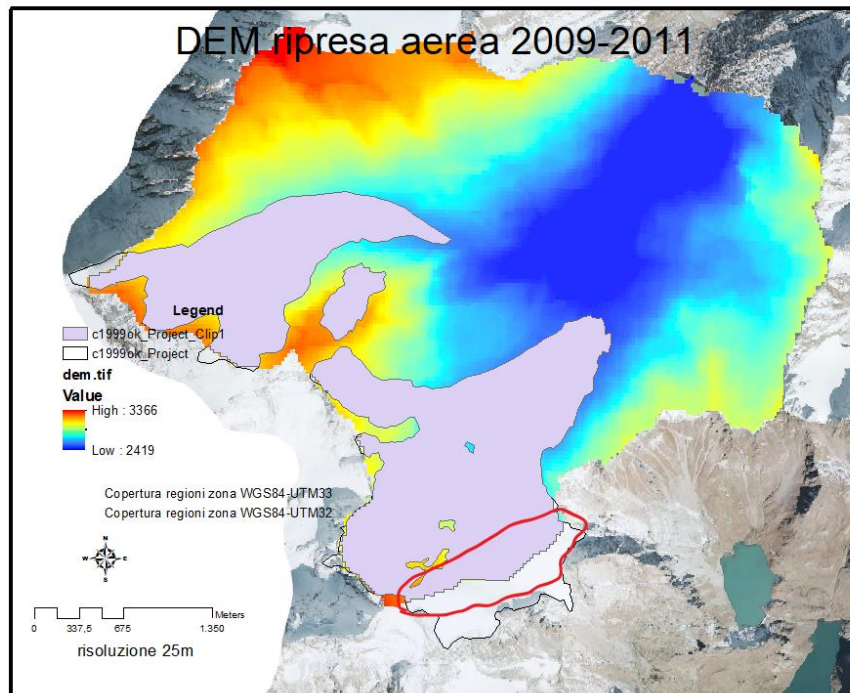


Figura 3-18 perimetro ghiacciaio

- Si ottiene così la maschera definitiva di *weight ice* [Figura 3-19], che moltiplicata per il precedente valore di spessore di ghiaccio ci darà la nuova maschera *h-ice* [Figura 3-20].

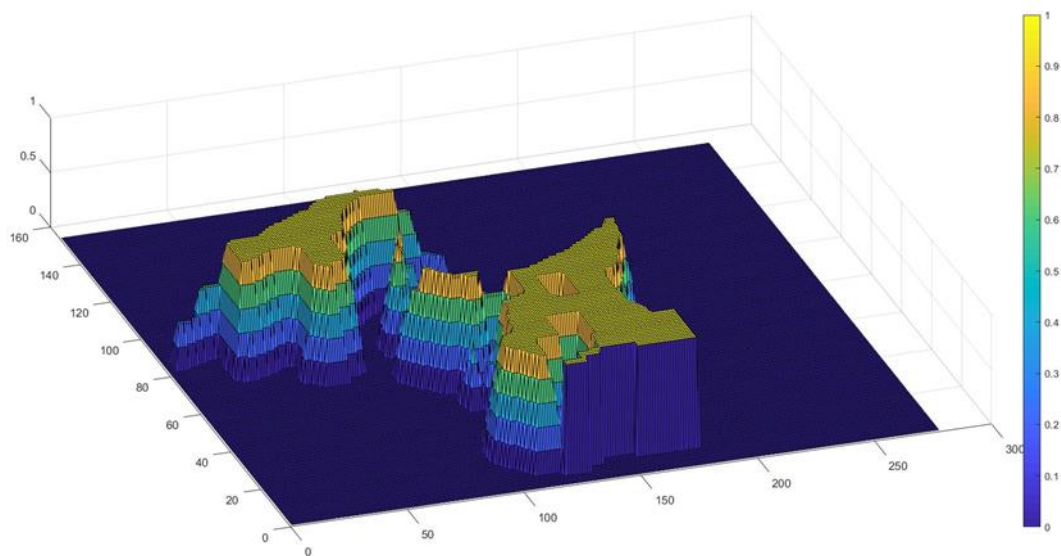


Figura 3-19 maschera dei pesi, *weight ice*

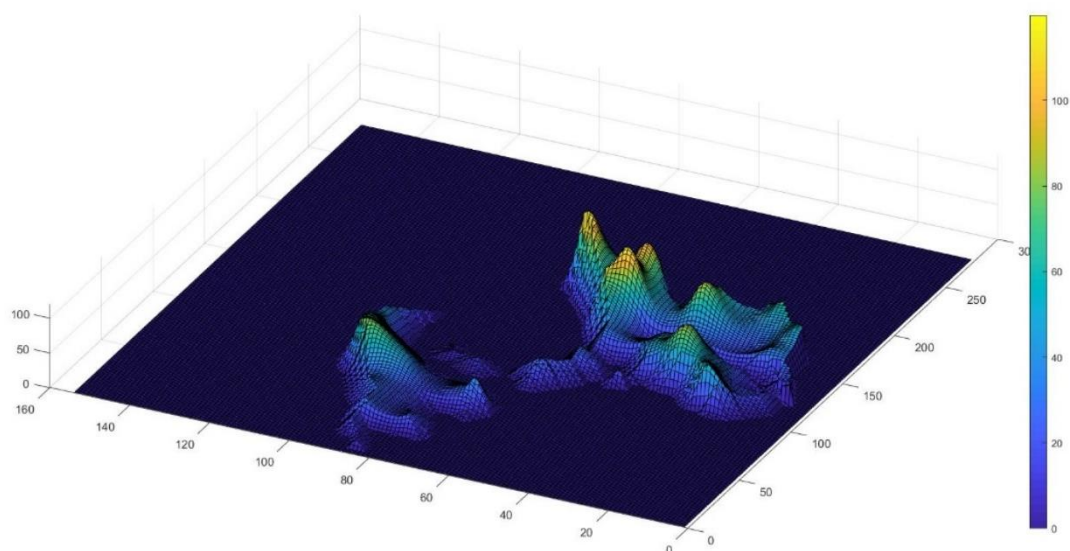


Figura 3-20 h-ice una volta applicata maschera dei pesi *weight ice*

- Rimane solo da eliminare il picco sulla lingua d'ablazione del ghiacciaio Meridionale, che abbiamo detto essere incompatibile con la futura evoluzione del ghiacciaio. Questa modifica viene fatta manualmente, cambiando cella per cella i valori assegnati in modo da avere una variazione di pendenza continua e graduale [Figura 3-21].

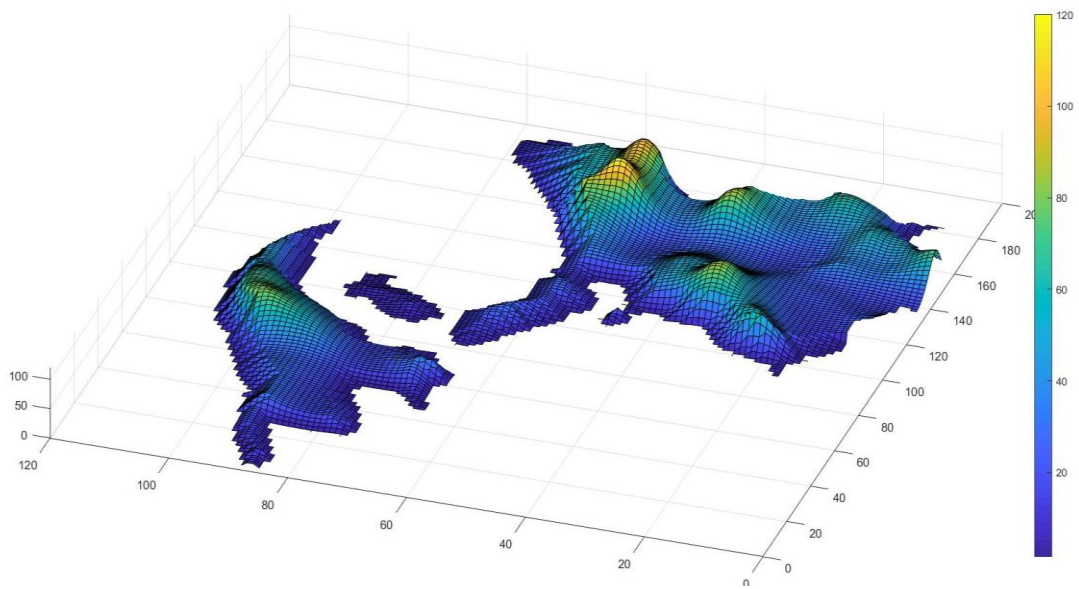


Figura 3-21 h-ice definitiva

CAPITOLO 4 RISULTATI MODELLO SU PERIODO DI CALIBRAZIONE

Una volta definiti tutti i dati in input e parametri, è possibile procedere alla fase computazionale del modello idrologico sul periodo di calibrazione (2000-2017).

Come output abbiamo tutti i dati di contenuto d'acqua, portata sotterranea e superficiale, altezza di neve e di ghiaccio, evapotraspirazione su ogni cella del bacino.

Prima di passare all'analisi ed all'aggregazione di questi dati, verificiamo la bontà del modello sulla base delle informazioni a disposizione.

Queste, come abbiamo già detto, sono i dati del perimetro del ghiacciaio per gli anni 2007, 2012, 2015 e 2017 ed i dati della traccia GPR del 2011.

4.1 Confronto perimetri ghiacciaio

4.1.1 Altezza ghiacciaio inizio calibrazione

Innanzitutto, viene proposta l'immagine del DEM digitalizzato con il perimetro di ghiacciaio ed i valori di *h-ice* di partenza [Figura 4-1].

Come si nota i valori maggiori di *h-ice* si hanno per il ghiacciaio Meridionale, che presenta due picchi ravvicinati di oltre 100 metri poco prima della lingua d'ablazione.

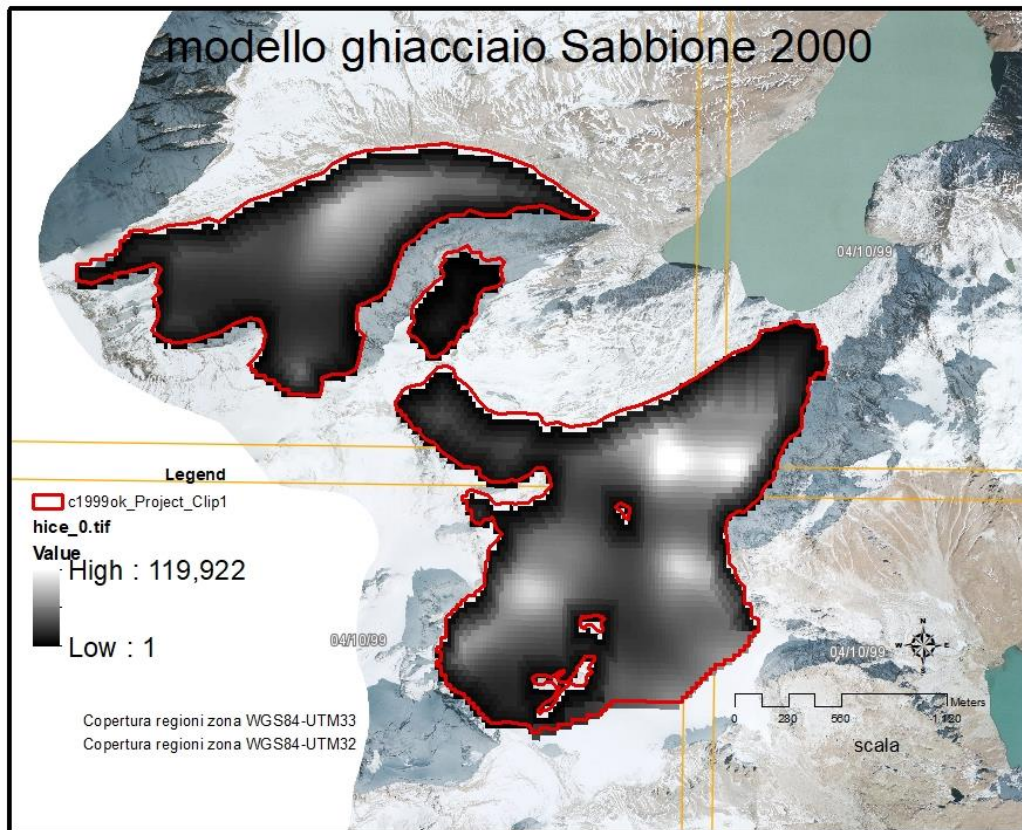


Figura 4-1 ghiacciaio inizio calibrazione (rosso misurato, grigio stimato)

4.1.2 Confronto modello 2007

Tra il perimetro del modello e quello misurato [il primo in scala di grigi ed il secondo in rosso nella Figura 4-2] si notano scostamenti abbastanza importanti per la frazione Settentrionale del ghiacciaio. Queste possono essere in parte giustificate con l'incertezza del tratteggio nel profilo per quell'anno, come si vede nella Figura 2-16, in cui è difficile distinguere la morena del ghiacciaio da un possibile *rock glacier*, ossia un conglomerato roccioso che ricalca la forma del ghiacciaio, tenuto unito da del ghiaccio interstiziale, su cui spesso ha influenza anche il permafrost.

Notevole è invece l'adattamento del ghiacciaio Meridionale, a riprova del fatto che il picco sulla lingua d'ablazione era irragionevole. Non viene evidenziato invece dal modello una piccola roccia che emerge sul lato Nord del ghiacciaio Meridionale.

Notiamo inoltre che l'altezza massima del ghiacciaio è calata di ben 20 metri in 7 anni.

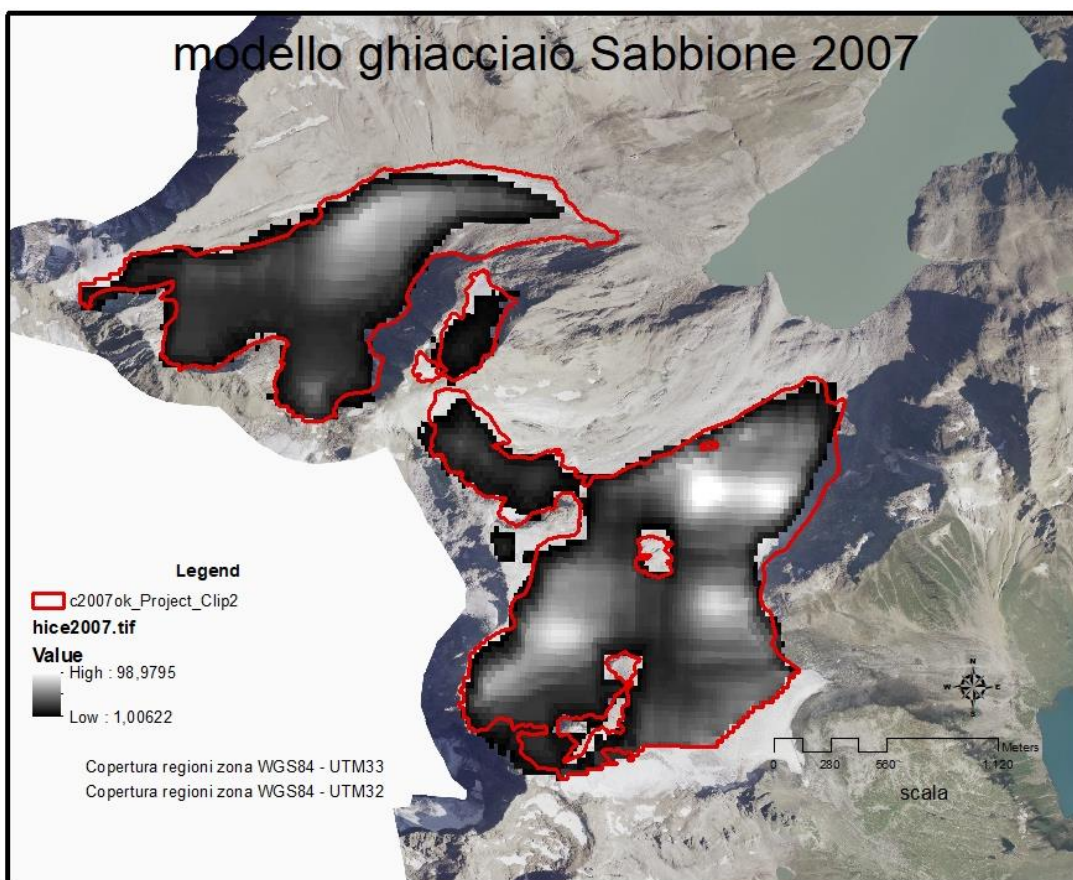


Figura 4-2 confronto modello 2007 (rosso misurato, grigio stimato)

4.1.3 Confronto modello 2012

Rispetto al 2007 migliora l'adattamento del modello [Figura 4-3] per il ghiacciaio Settentrionale, anche se il ritiro del modello pare leggermente più accentuato.

Per quanto riguarda la frazione Meridionale il modello anticipa la separazione del braccio sinistro, che comunque anche da ortofoto si osserva essere legata al corpo principale da una sottile striscia di ghiaccio.

Il modello si comporta bene anche relativamente all'affioramento di rocce nella frazione Meridionale del ghiacciaio, ad eccezione per quella affiorata nel 2007 lungo il perimetro a Nord che è arrivata a costituire il perimetro del ghiacciaio, mentre il modello ha valori di spessore molto elevati in quella frazione, come evidenziato dall'ingrandimento in Figura 4-4.

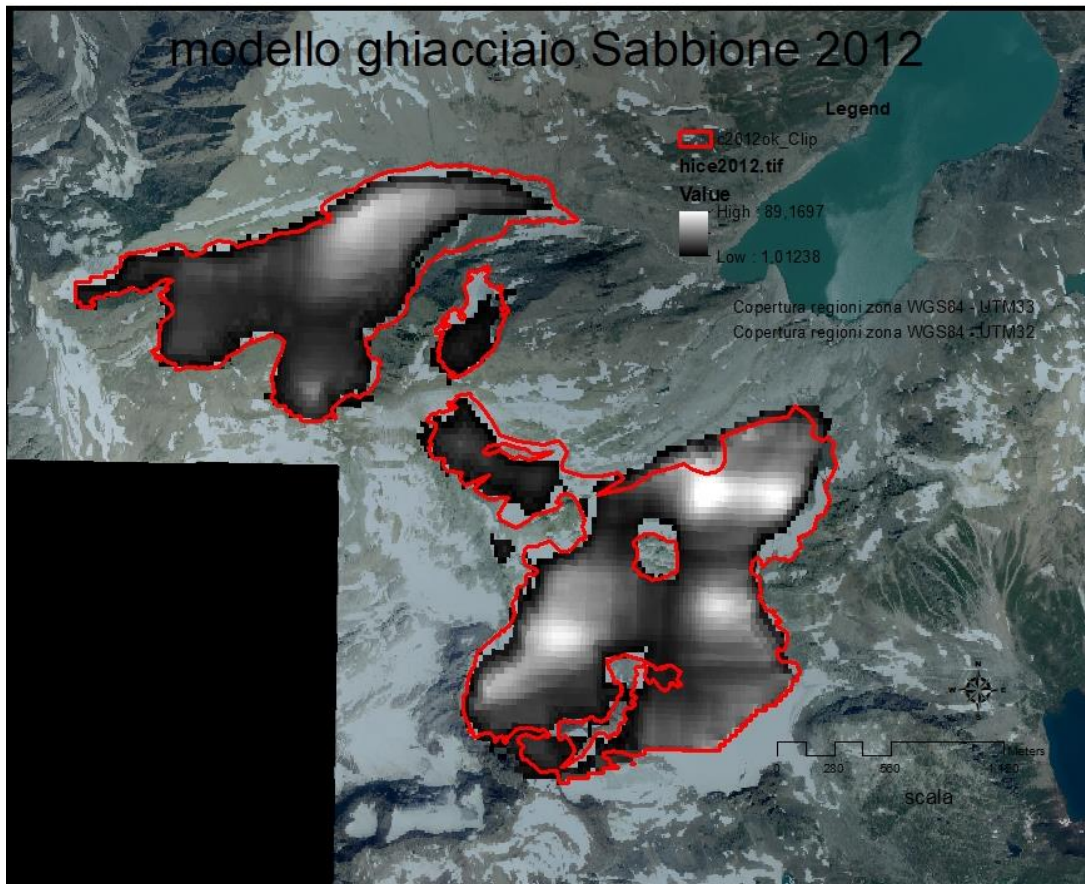


Figura 4-3 confronto modello 2012 (rosso misurato, grigio stimato)

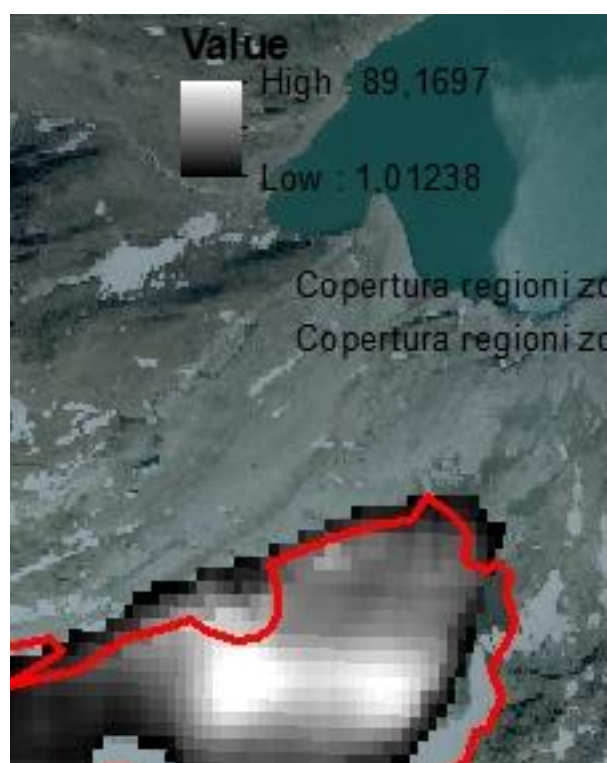


Figura 4-4 ingrandimento modello 2012

4.1.4 Confronto modello 2015

Nel 2015 l'adattamento del modello rimane buono per il ghiacciaio Settentrionale, anche se il modello continua a sovrastimare il ritiro. Nel ghiacciaio Meridionale invece viene sovrastimato il ritiro per il lato Nord-Est e sottostimato a Nord-Ovest. Sottolineiamo come lo spessore massimo si sia ridotto a 83 metri (-6 rispetto al 2012).

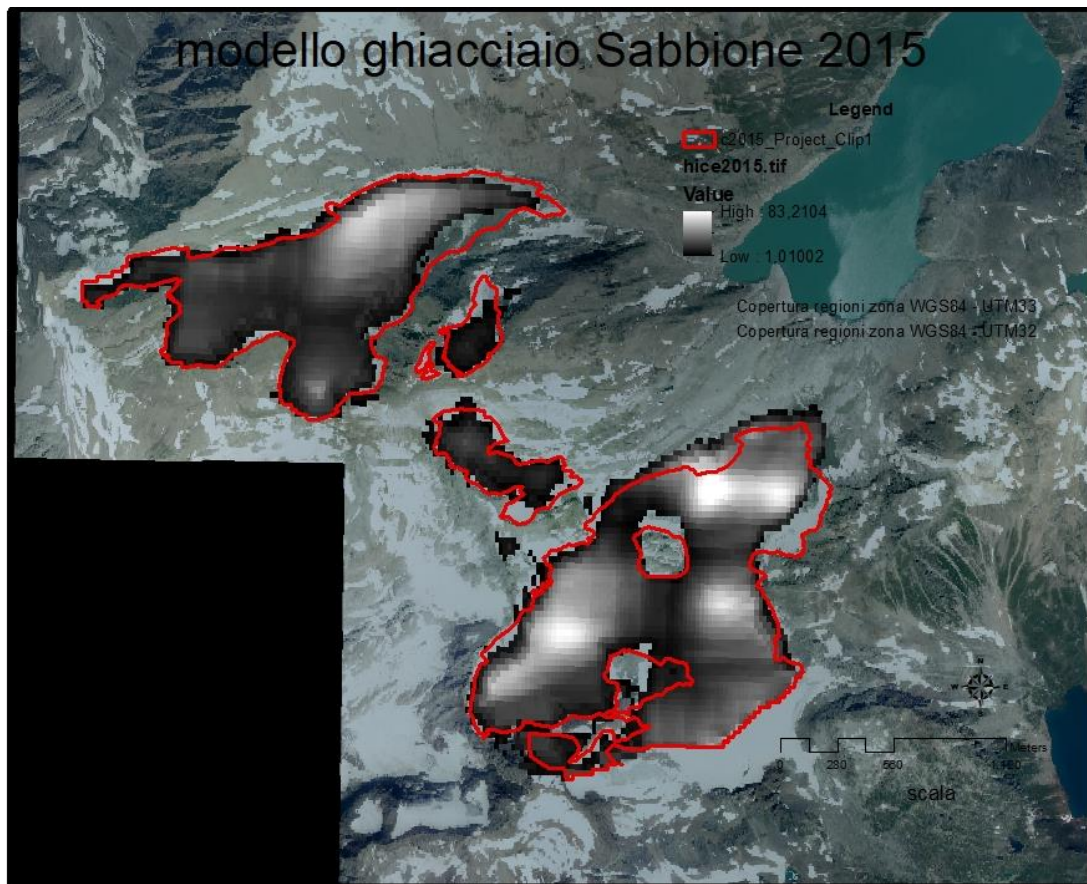


Figura 4-5 modello 2015 (rosso misurato, grigio stimato)

4.1.5 Confronto modello 2017

Per la fine del periodo di calibrazione [Figura 4-6], il perimetro del ghiacciaio Settentrionale è rappresentato in modo soddisfacente, anche se il modello non coglie le numerose aperture che si hanno soprattutto nella parte alta del ghiacciaio.

Nel ghiacciaio Meridionale invece il ritiro del fronte del ghiacciaio è di molto sottostimato, di circa 230 metri. Questo perché il fronte del modello ha raggiunto i due picchi di spessore, e quindi si ha come un muro di ghiaccio che ne impedisce il ritiro.

L'altezza massima del ghiacciaio è a 76 metri, con una perdita di più di 40 metri rispetto al 2000.

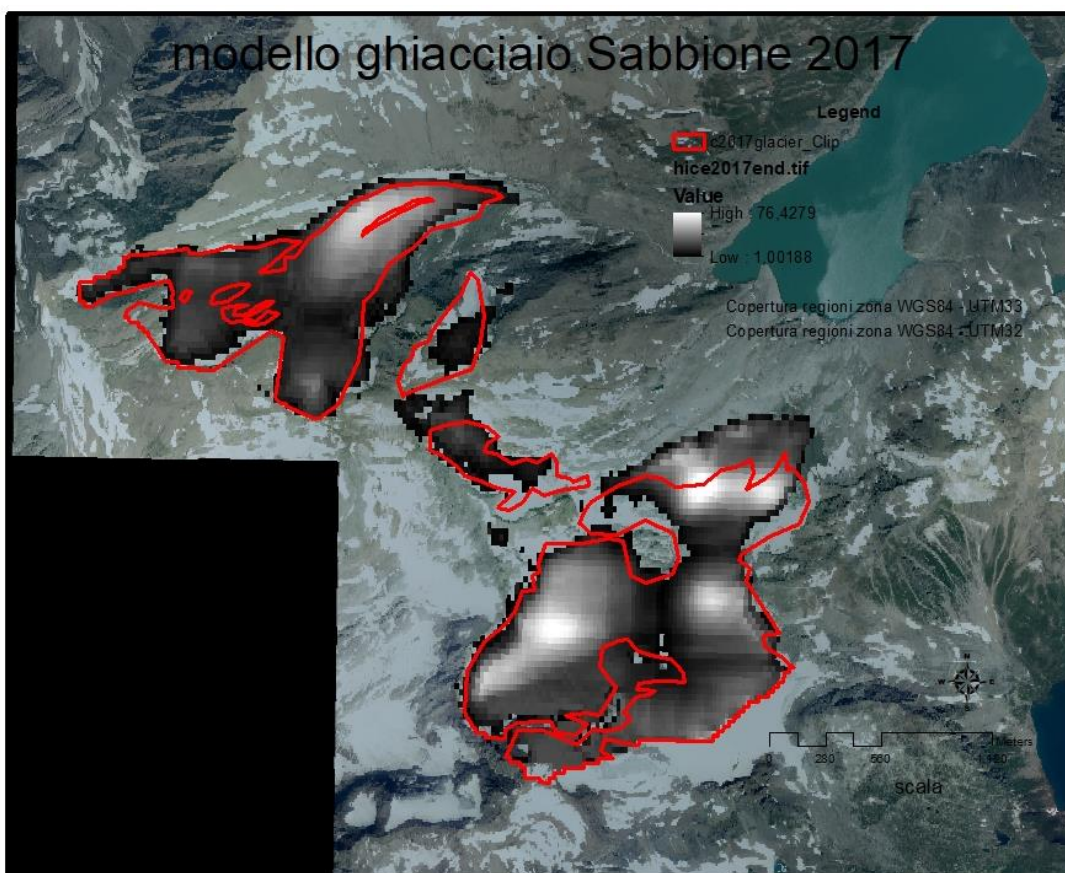


Figura 4-6 confronto modello 2017 (rosso misurato, grigio stimato)

4.1.6 Confronto sintetico variazioni aree

Di sotto [Figura 4-7 e Tabella 9] vengono sintetizzate le informazioni relative all'area del ghiacciaio misurata e modellizzata, vengono rappresentati anche i valori di area suddiviso per le frazioni del ghiacciaio.

L'area totale del ghiacciaio misurata passa da 4,23 km² ad inizio 2000, a 2,71 km² per la fine del 2017, con una riduzione complessiva del 35.9%.

Il discostamento finale del modello è abbastanza buono, si ha una sottostima dell'area di ghiaccio di circa 0.2 km², meno dell'8%.

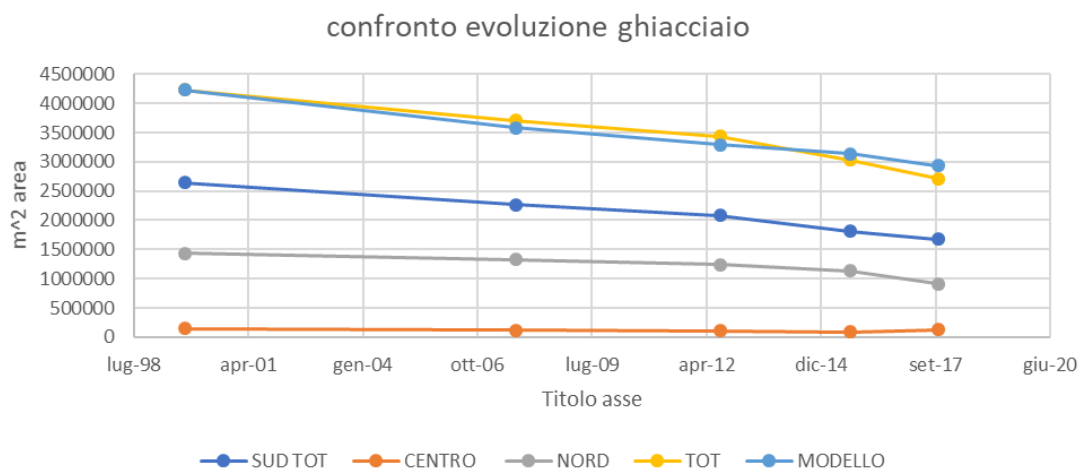


Figura 4-7 confronto variazione area ghiacciaio Sabbione

DATA	AREA GHIACCIAIO km ²		DIFFERENZA PERCENTUALE
	MISURATA	MODELLO	
10/10/1999	4.22667	4.22667	0%
08/09/2007	3.710447	3.578125	4%
26/07/2012	3.4314262	3.28625	4%
10/09/2015	3.0343427	3.133125	-3%
10/10/2017	2.7077888	2.935	-8%

Tabella 9 confronto area ghiacciaio misurata e area modello per periodo di calibrazione

4.2 Confronto tracce GPR

Le tracce GPR ricordiamo essere state prese nel luglio 2011, rimandiamo alla Figura 2-17 a pag. 21 per vedere la posizione delle due tracce.

Di seguito, in Figura 4-8 e Figura 4-9, i risultati del modello posti a confronto con le letture GPR.

Vediamo che per la traccia 9, quella più a monte, il modello coglie in modo abbastanza preciso l'andamento dello spessore, anche se sottostima la profondità.

Per la traccia 11, quella più vicina al fronte glaciale, il modello da profondità quasi costante, che corrisponde all'incirca alla profondità media della traccia GPR, la quale presenta un picco centrale abbastanza marcato.

Complessivamente possiamo ritenerci soddisfatti della simulazione di bilancio idrologico svolta, per quanto riguarda perimetri e tracce GPR.

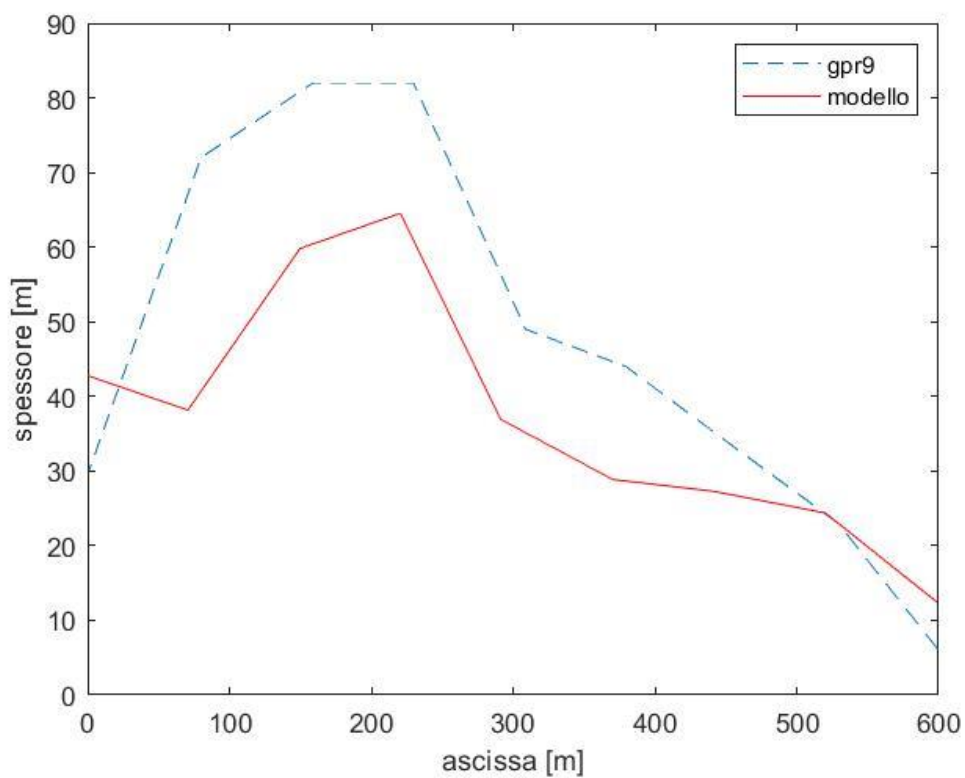


Figura 4-8 confronto modello traccia GPR 9 del luglio 2011

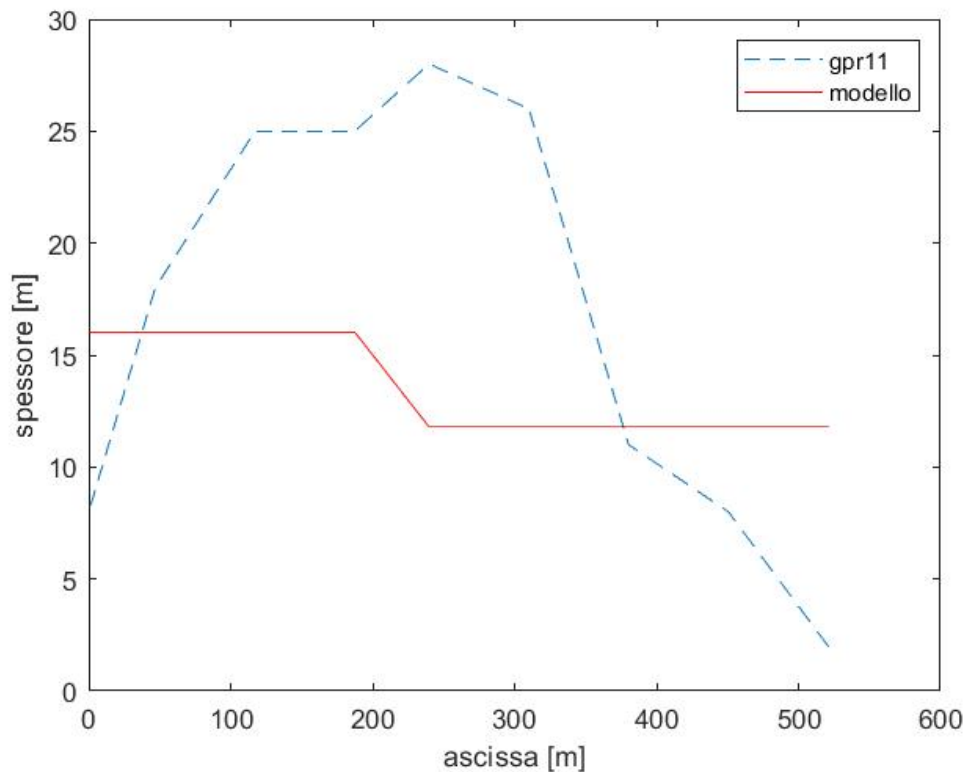


Figura 4-9 confronto modello traccia GPR 11 del luglio 2011

4.3 Dati in output

Oltre ai dati sintetici di area del ghiacciaio precedentemente analizzati, sono rilevanti tutti i dati del ghiacciaio suddivisi per fasce di quota. Ma i dati in output di maggiore interesse sono quelli relativi alla portata ed alle sue componenti:

-
- Q_{snow} , la componente di portata data dalla fusione nivale
- Q_{ice} , la componente di portata data dalla fusione glaciale
- Q_{rain} , la portata data dalle precipitazioni liquide

Inoltre, bisogna valutare la variazione del manto nivale e l'impatto complessivo dell'evapotraspirazione sulla riduzione dei volumi di deflusso rispetto al volume di precipitazione totale.

4.3.1 Variazioni ghiacciaio

Proponiamo innanzitutto la Figura 4-10 in cui sono rappresentate le variazioni di volume, area e altezza media del ghiacciaio. Come era prevedibile, la variazione maggiore la si ha in termini di volume di ghiaccio, che passa da $122.6 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ a $53.7 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ con una riduzione di oltre il 56%.

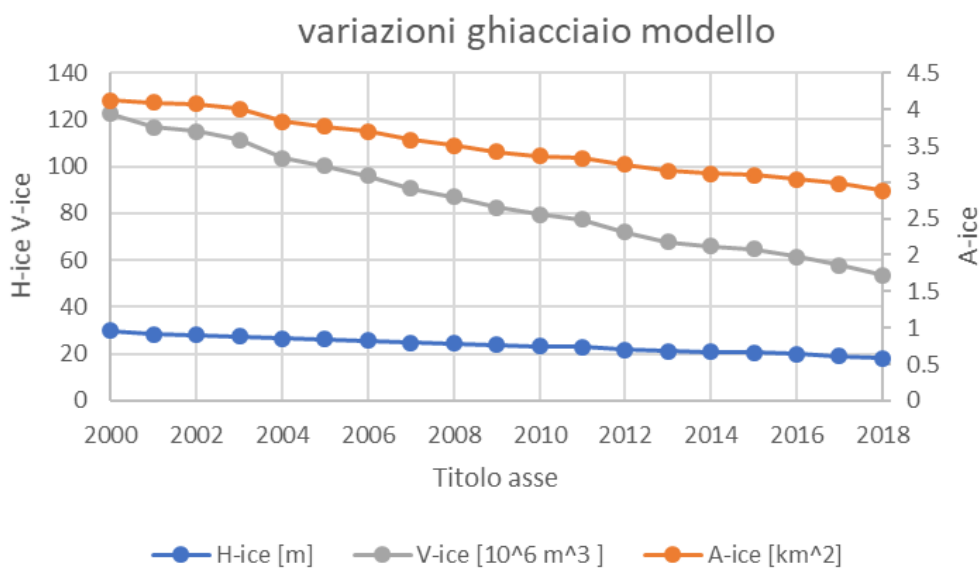


Figura 4-10 variazione altezza media, volume e area ghiacciaio

anno	H-ice [m]	A ice [km ²]	V ice [10 ⁶ m ³]
2000	29.746	4.1210	122.5913
2001	28.378	4.0959	116.9340
2002	28.014	4.0755	114.9282
2003	27.472	4.0054	111.4704
2004	26.633	3.8305	103.5031
2005	26.195	3.7687	100.2414
2006	25.589	3.6927	96.1290
2007	24.807	3.5817	90.7515
2008	24.411	3.5038	87.0337
2009	23.714	3.4136	82.4290
2010	23.298	3.3636	79.6160
2011	22.871	3.3311	77.4282
2012	21.826	3.2379	72.0581
2013	21.133	3.1512	67.8698
2014	20.820	3.1163	66.0596
2015	20.506	3.0952	64.6393
2016	19.856	3.0375	61.3267
2017	19.114	2.9795	57.9902
2018	18.240	2.8817	53.6932

Tabella 10 risultati estensione ghiacciaio modello

È interessante studiare la variazione di volume del ghiacciaio suddivisa per fasce di quota [Figura 4-11].

Si è deciso di individuare 10 fasce, ciascuna delle quali di larghezza costante pari a 95 metri, ossia un decimo della differenza tra quota massima e quota minima del bacino.

Notiamo come le fasce con minori variazioni di volume sono quelle più ad alta quota, però queste generalmente danno uno scarso contributo in termini di volume sul totale.

E viceversa le fasce con maggior volume e con la maggior perdita di volume, sono quelle intermedie dai 2704 a 2894 metri.

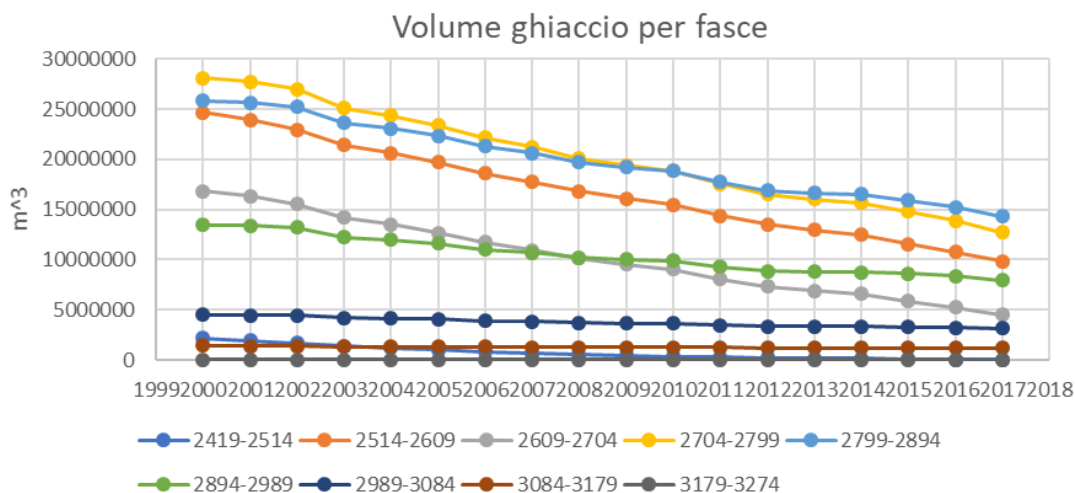


Figura 4-11 variazione volume di ghiaccio per fasce

4.3.2 Copertura nivale

Il dato che ci dà informazioni sulla copertura nivale è l'equivalente idrico nivale cumulato, SWE_{cum} . Questo dato viene suddiviso per fasce come mostrato precedentemente.

Siccome la neve si rigenera per ogni anno, è più interessante vedere per questi dati la media mensile [Figura 4-12].

In questo caso i valori di SWE_{cum} più elevati sono associati alle fasce più ad alta quota, il dato è ovviamente giustificato dal fatto che in queste aree la temperatura è più bassa e si ha meno fusione e quindi più neve al suolo.

Notiamo inoltre come per quasi tutte le fasce il picco viene raggiunto a maggio ed il minimo a settembre. È interessante constatare come anche durante il minimo nelle fasce più ad alta quota si abbiano valori comunque cospicui, dell'ordine di 200-300 mm, il che lascia suggerire che in queste zone la fusione glaciale sia ridotta, e che anzi si possa avere un bilancio di ghiaccio positivo.

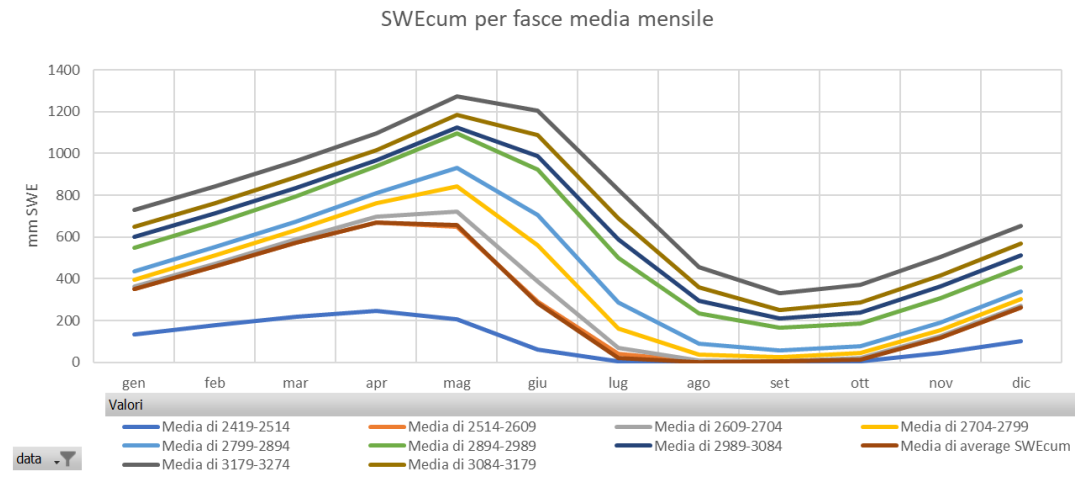


Figura 4-12 SWE cumulato per fasce media mensile

Di seguito riportiamo il dato di SWE_{cum} su scala annuale [Figura 4-13].

Innanzitutto, si nota un minimo per l'anno 2000 giustificato dal fatto che nel modello è stato inserito in input come dato iniziale un valore nullo, il che è poco verosimile in quanto come abbiamo visto nel grafico precedentemente a dicembre si ha già un discreto accumulo di neve al suolo. Si notano anche grandi differenze tra i dati di anno in anno, che possono essere imputati sia alla varianza delle precipitazioni, che è notevole, che alla varianza delle temperature, soprattutto nei mesi primaverili-estivi, dove si ha la fusione del manto nivale.

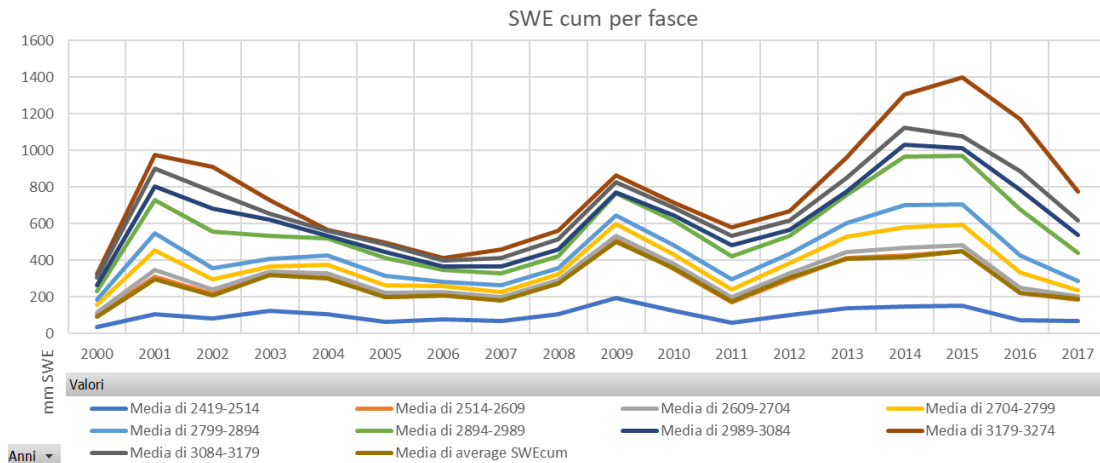


Figura 4-13 SWEcum per fasce annuo

4.3.3 Dati di portata

Prima di analizzare le componenti della portata riportiamo i dati relativi alla portata complessiva alla sezione di chiusura del bacino.

Il dato più rilevante per la produzione di energia idroelettrica, che analizzeremo nel seguente capitolo, è quello della portata media, che risulta essere di $0.9022 \text{ m}^3/\text{s}$.

Nella Figura 4-14 il valore di portata media mensile.

Nel periodo invernale i valori di portata sono molto bassi, il dato è coerente con le basse temperature che si hanno nel bacino nei mesi invernali, per cui tutti gli afflussi meteorici sono nevicate e la fusione è molto bassa.

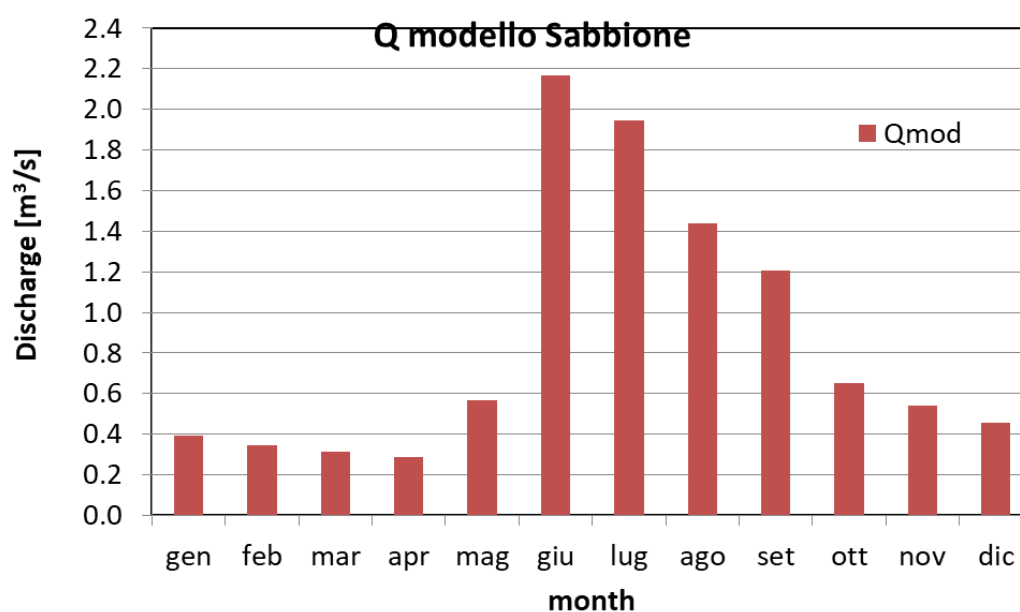


Figura 4-14 Portata periodo di calibrazione modello media mensile

Di seguito riportiamo invece il dato di portata media annua [Figura 4-15]. Come si vede c'è molta meno variabilità rispetto al dato mensile. Si osserva che, similmente allo SWE_{cum} , il dato di portata per il primo anno è minore rispetto agli altri, questo perché manca il contributo di neve dato dai mesi invernali del 1999.

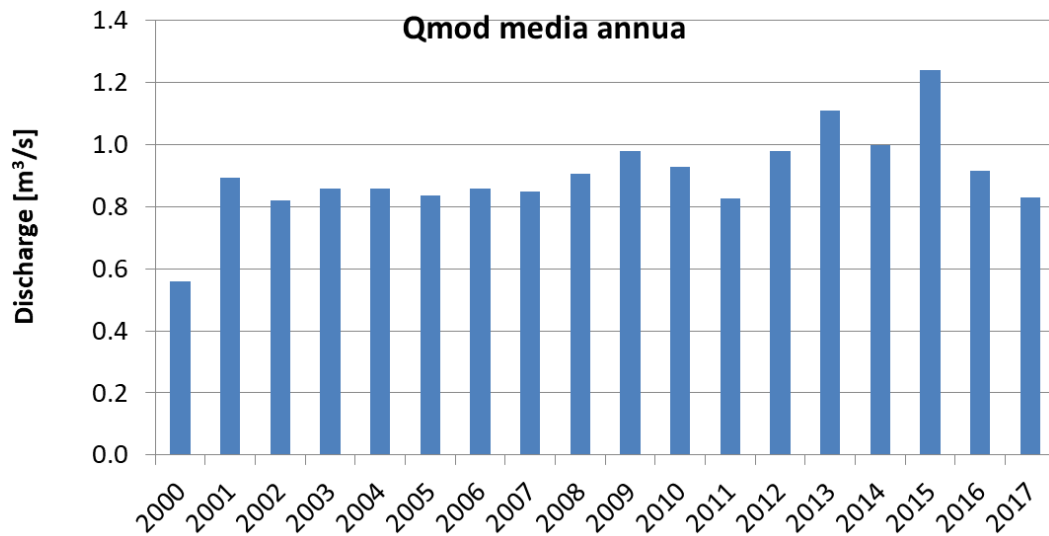


Figura 4-15 Portata media annua

Portata nivale

Ora osserviamo la componente di portata dovuta a fusione nivale su scala mensile ed annua [Figura 4-16 e Figura 4-17].

L'andamento della portata nivale mensile è quasi simmetrico rispetto al mese di giugno, in cui assume valore massimo, ed è concentrata nei mesi da maggio ad agosto.

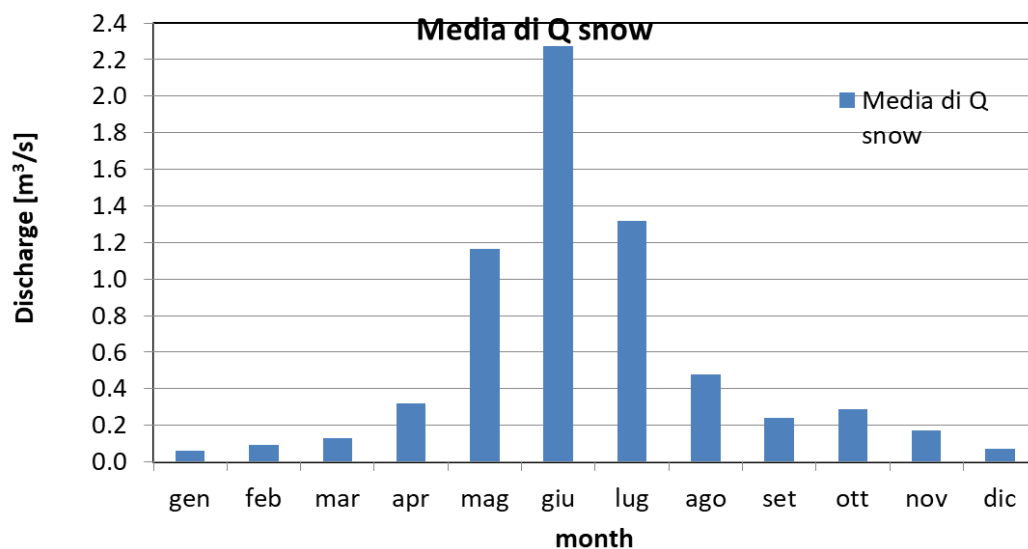


Figura 4-16 Qsnow mensile

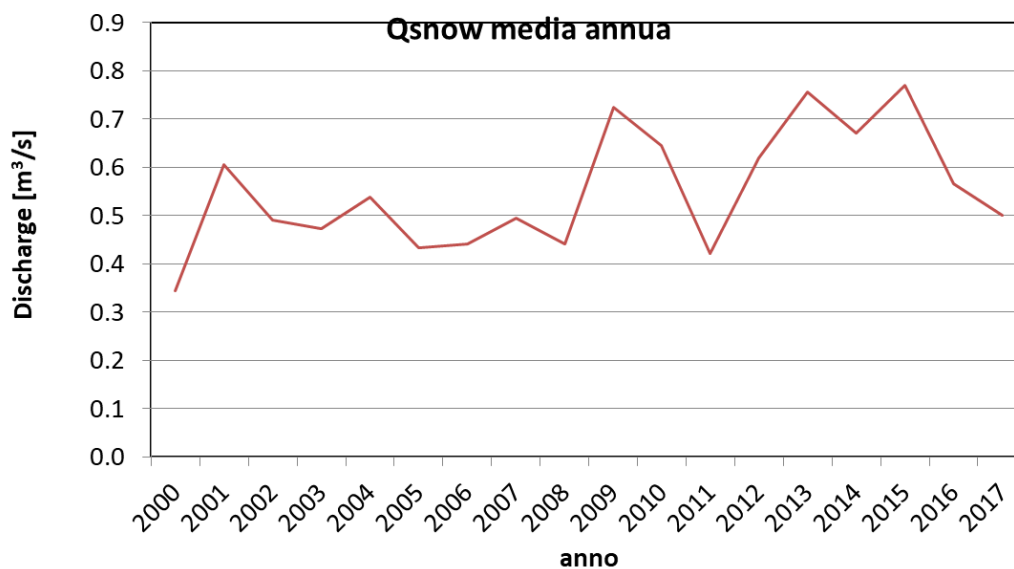


Figura 4-17 Qsnow annuale

Portata glaciale

Di seguito invece sono riportati i valori di portata dovuta alla fusione glaciale mensile ed annua [Figura 4-18 e Figura 4-19].

Notiamo che il picco di portata dovuto a fusione di ghiaccio lo si ha nel mese di agosto, 2 mesi dopo il picco di Q_{snow} , e similmente a questa è concentrata nei due mesi adiacenti al picco. In termini assoluti il termine Q_{ice} è meno rilevante rispetto a Q_{snow} nel definire la portata; il rapporto tra i picchi Q_{ice}/Q_{snow} è inferiore a 0.3.

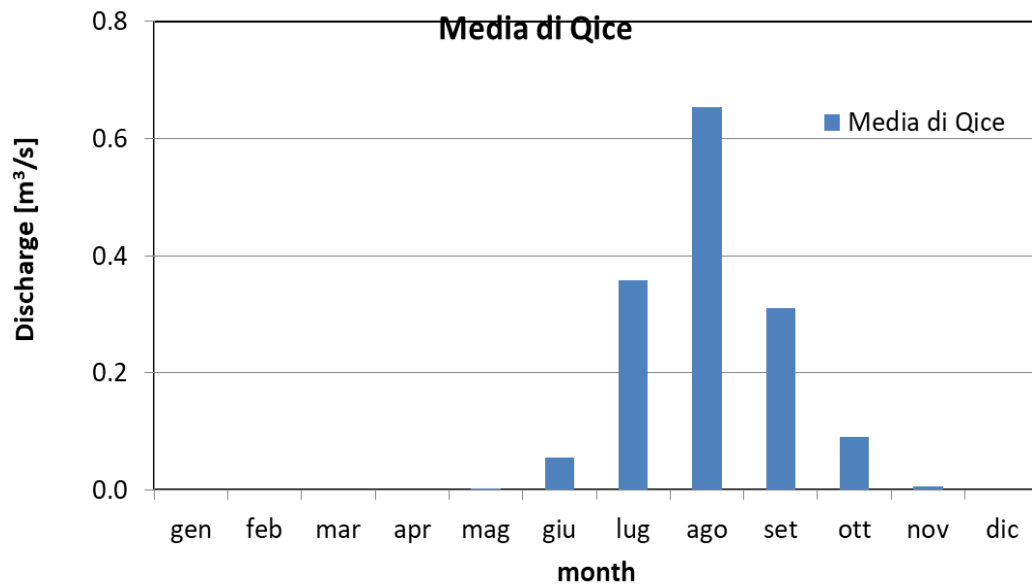


Figura 4-18 Qice media mensile

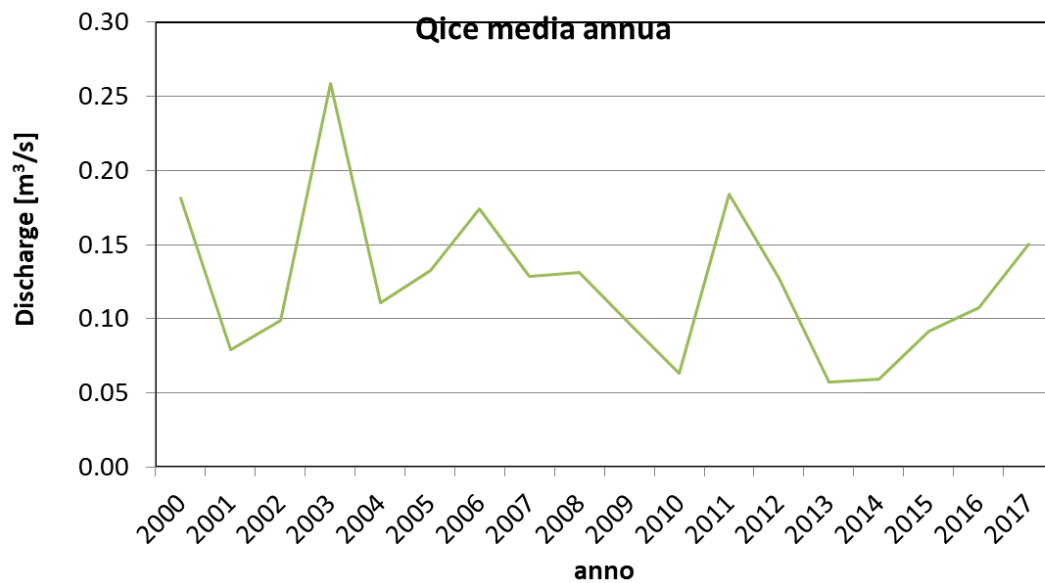


Figura 4-19 Qice media annua

Per quanto riguarda la serie annuale notiamo che si ha un massimo nel 2003, anno in cui in Italia si sono registrate temperature estive elevate. Verifichiamo la correlazione tra le due variabili sovrapponendo alla Q_{ice} per i mesi da giugno a settembre i valori di temperatura media sul bacino [Figura 4-20]. Notiamo che effettivamente nell'agosto 2003 si è avuto un picco sia di temperatura che di portata di origine glaciale. Tuttavia, la cosa non si ripete nel

2015, dove si ha un picco di temperatura simile, questo potrebbe essere addotto ad una maggiore presenza di neve, che ha protetto il ghiacciaio ed alla minor area del ghiacciaio, (tra 2000 e 2015 vi è stato un calo di superficie di circa il 25%).



Figura 4-20 correlazione Qice e temperatura media estiva

4.3.4 Evapotraspirazione

Di seguito, nella Figura 4-21 evapotraspirazione efficace viene riportato il grafico dell'evapotraspirazione efficace (in blu), con il numero di giorni mensili in cui la temperatura media del bacino è superiore a 0° , che è la condizione per cui secondo il nostro modello avviene l'evapotraspirazione.

Come è evidente, le due variabili si muovono allo stesso modo.

Seppur il bacino è in alta quota, il contributo dell'evapotraspirazione non è irrilevante, e conta complessivamente circa il 7% delle precipitazioni totali.

Ricordiamo che questo è l'unico termine negativo del bilancio idrologico, cioè è l'unico termine che sottrae portata al nostro bacino, impedendo la completa trasformazione degli afflussi meteorici in deflussi. Ci aspettiamo che questo termine diventi ancora più rilevante nelle previsioni di scenario in cui è previsto un aumento di temperatura.

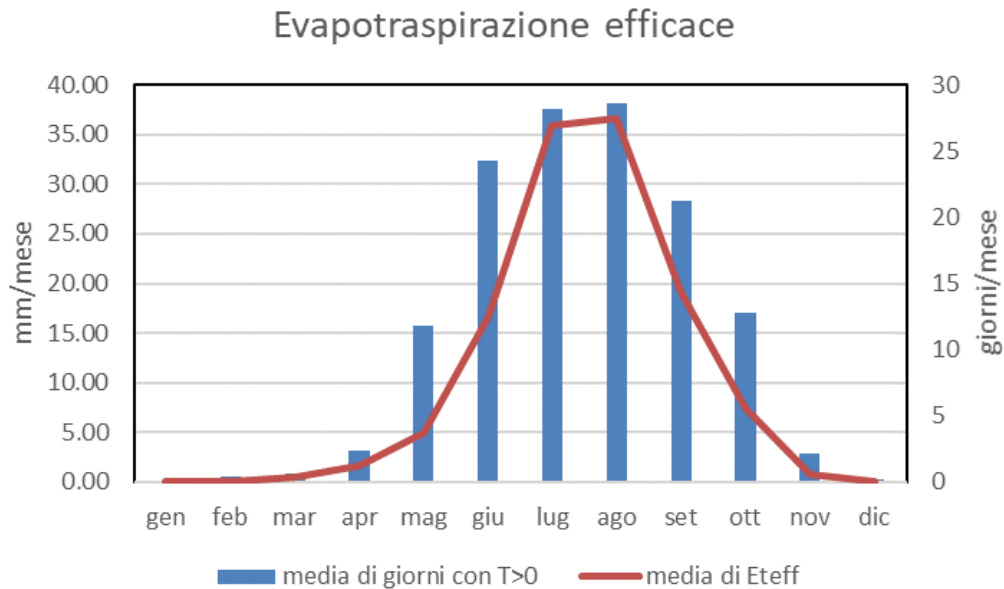


Figura 4-21 evapotraspirazione efficace

4.3.5 Sintesi contributi a portata

Ora vediamo il grafico sintetico di portata mensile mettendo in evidenza le varie componenti che definiscono la portata in modo da valutarne l'importanza relativa.

Il deflusso sotterraneo, Q_g , che prima non abbiamo analizzato, è quasi costante e definisce la portata nei mesi invernali, mentre in quelli estivi il suo contributo è poco rilevante.

A giugno e luglio vediamo che il contributo di portata principale è dato dalla fusione nivale, e che ad agosto il contributo maggiore è dato dalla fusione glaciale e dalle precipitazioni liquide.

Nella Tabella 12 sono riportate le percentuali medie relative a ciascun contributo.

Il dato più importante, per gli obiettivi del nostro elaborato, è quello relativo a Q_{ice} , che verosimilmente negli scenari futuri sarà molto ridotto se non nullo. Questo conta nel periodo di calibrazione per più del 10% della portata alla diga, il che significa che in futuro la sua assenza avrà un impatto negativo significativo sulla produzione di energia idro-elettrica.

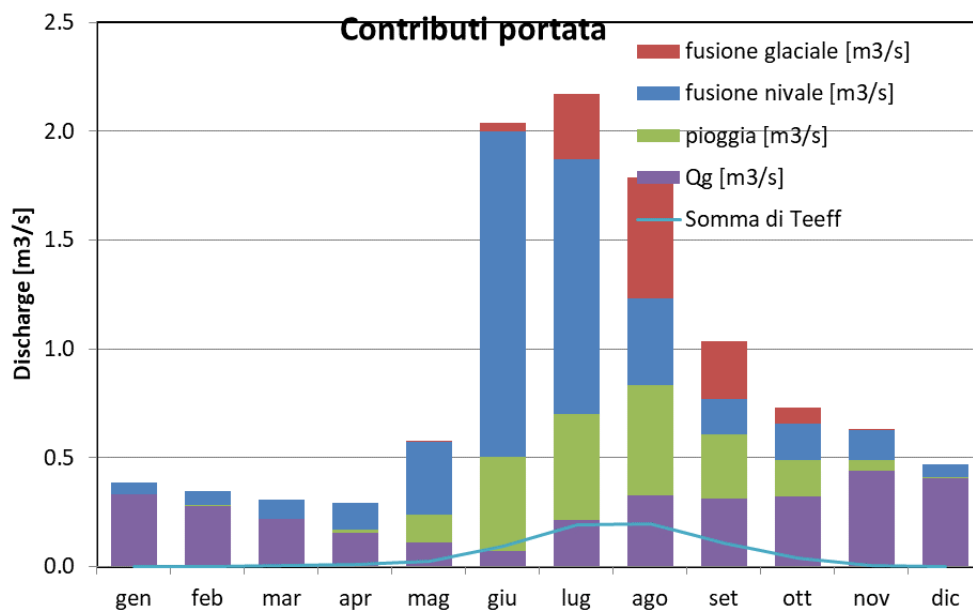


Figura 4-22 contributi portata media mensile

mese	fusione nivale [m3/s]	fusione glaciale [m3/s]	pioggia [m3/s]	Qg [m3/s]	portata [m3/s]	neve [%]	ghiaccio [%]	pioggia e Qg [%]
gen	0.05465891	0	0.0022689	0.311	0.36774	15%	0%	1%
feb	0.066577606	0	0.003335	0.272	0.34147	19%	0%	1%
mar	0.086470002	0	0.0035767	0.217	0.30738	28%	0%	1%
apr	0.120083318	0	0.0189	0.16	0.29882	40%	0%	6%
mag	0.333540926	0.00	0.124685	0.079	0.5377	62%	0%	23%
giu	1.496707214	0.040129307	0.4303969	0.082	2.04914	73%	2%	21%
lug	1.169809657	0.299779043	0.4863837	0.331	2.28743	51%	13%	21%
ago	0.397710269	0.555615334	0.5062571	0.286	1.74586	23%	32%	29%
set	0.165696293	0.265405934	0.2960546	0.329	1.05643	16%	25%	28%
ott	0.17	0.08	0.17	0.34	0.75	22%	10%	22%
nov	0.14	0.00	0.05	0.42	0.61	23%	1%	8%
dic	0.06	0.00	0.00	0.39	0.45	14%	0%	1%

Tabella 11 contributi portata per mese

Qsnow	39.4%
Qice	11.5%
rain	19.3%
Qg	29.8%

Tabella 12 contributi portata media totale

CAPITOLO 5 PRODUZIONE ENERGIA ELETTRICA CENTRALE MORASCO

Il grande vantaggio dato dalle centrali idroelettriche, rispetto agli altri impianti di produzione di energia elettrica, oltre ovviamente all'utilizzo di una fonte completamente rinnovabile, è quello di avere una produzione molto elastica sulla scala temporale.

Al contrario delle centrali termoelettriche, infatti, possono essere attivate e spente completamente nel giro di pochi minuti, adattandosi alla variabilità della domanda di energia elettrica e massimizzando il prezzo di vendita.

Come già detto, la diga del Sabbione è stata costruita con la finalità di produrre energia elettrica.

L'acqua, raccolta dall'invaso formato dalla diga, viene convogliata da una condotta forzata, lunga 985 metri, alla centrale "Piero Ferrerio" [Figura 5-1], dove l'energia potenziale dell'acqua viene convertita in energia elettrica. L'acqua viene poi riversata nel lago di Morasco, a sua volta regolato artificialmente e sfruttato dalla centrale idroelettrica posta a poche decine di metri più a valle.



Figura 5-1 centrale "Piero Ferrerio"

La centrale è costruita in caverna: una galleria lunga 175 metri porta alla sala macchine dove sono installati due gruppi generatori ad asse orizzontale con turbine Pelton.

ENEL, gestore della diga, mette a disposizione sul suo sito le seguenti informazioni:

- portata massima gestibile, pari a 8.1 m³/s (da dividere sulle due turbine)
- producibilità, ossia la produzione media annua di energia, pari a 45.4 GWh
- potenza massima di 45.6 MW

5.1 MODELLO PRODUZIONE ENERGIA ELETTRICA

Ricordiamo che dal 1962 al 1999 il commercio dell'energia elettrica era monopolio di Stato con il solo operatore ENEL legittimato a vendere e produrre energia.

Il decreto legislativo n° 79 del 16 marzo 1999 (noto anche come "decreto Bersani") liberalizzò il mercato elettrico, introducendo la concorrenza operatori privati oltre a quelle di municipalizzate di grandi città come Milano e Roma.

Dato che l'entrata in vigore definitiva del decreto si è avuta nell'aprile del 2004, si è scelto di applicare il modello di produzione dell'energia idroelettrica a partite dal 2005, considerando quindi i primi mesi come un periodo di assestamento tra domanda e offerta.

Elaborare un modello che permetta di simulare la gestione di un invaso è molto complesso, sia nella fase di calibrazione, in cui sono noti i prezzi dell'energia (mentre nel nostro caso per le portate alla diga si utilizzano quelle stimate), sia nell'ipotesi di scenari futuri, per i quali bisogna stimare sia il prezzo dell'energia che le portate alla diga.

In generale il problema può essere descritto come una funzione, che rappresenta il prezzo dell'energia totale venduta, di cui va ricercato il massimo, usando come vincoli il volume d'acqua effettivamente disponibile per la produzione di energia elettrica, e la regolazione dell'invaso, il cui livello d'acqua deve essere compreso tra quello di massima regolazione e quello di minima, al di sotto della quale abbiamo il cosiddetto *volume morto* della diga.

5.1.1 SCHEMA PRODUZIONE ENERGIA ELETTRICA

La potenza prodotta da una centrale idroelettrica può essere espressa con la seguente formula:

$$W = \eta_{turbina} \cdot \eta_{alternatore} \cdot \gamma \cdot Q \cdot h \quad [W]$$

Equazione 5-1

Dove:

- Q è la portata entrante nella turbina, il cui limite superiore è dato dalla massima portata turbinabile Q_{max}
- h è il salto utile alla turbina, corrisponde al carico statico (la differenza tra la quota dell'invaso e la quota della centrale), a cui vengono sottratte le perdite di carico che si hanno nella condotta, proporzionali a Q^2 . Generalmente h viene espresso come frazione del carico statico introducendo il fattore di rendimento della condotta.

Risulta quindi:

$$h = \eta_{condotta} \cdot H$$

Equazione 5-2

- γ è il peso specifico dell'acqua pari a 9810 N/m^3

- $\eta_{alternatore}$ il rendimento dell'alternatore, che permette la trasformazione del moto rotazionale della turbina in energia elettrica, è molto alto, circa il 99%
- $\eta_{turbina}$ è il rendimento della turbina, funzione della portata e del tipo di turbina. Per le Pelton [Figura 5-2 in neretto], questa è quasi costante per un ampio range di portate, e può raggiungere il 90%

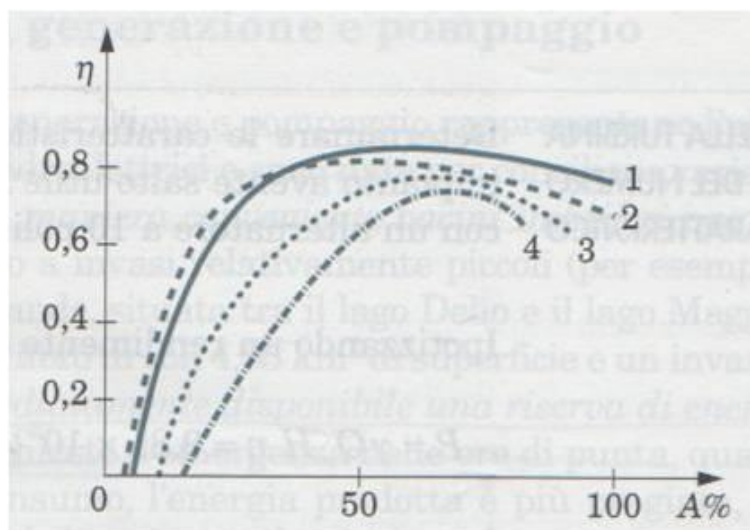


Figura 5-2 rendimento per tipo di turbina: 1 Pelton, 2 Francis, 3 Kaplan, 4 a elica

Accorpondo i rendimenti si può riscrivere:

$$W = \eta \cdot \gamma \cdot Q \cdot H$$

Equazione 5-3

Consideriamo accettabile ai fini dell'elaborato considerare il rendimento η costante, poiché mentre il rendimento della condotta aumenta al diminuire della portata, il contrario avviene per il rendimento della turbina, ed i due fattori si compensano l'uno con l'altro.

L'energia prodotta è data dall'integrale della potenza sul tempo secondo la seguente formula:

$$E = \int_{t_0}^t W \cdot dt$$

Equazione 5-4

L'integrale viene discretizzato con risoluzione temporale di 6 ore, per tenere conto delle variazioni del prezzo dell'energia nel corso della giornata (più alto di giorno e più basso di notte).

5.1.2 Ricavo impianto

Il gestore dell'impianto ha come obiettivo la massimizzazione del ricavo $f(t)$ derivante dalla vendita dell'energia elettrica all'Acquirente Unico, l'ente preposto allo scopo. Si ipotizza per questo elaborato che il prezzo di vendita $P \left[\frac{\text{€}}{\text{MWh}} \right]$ sia sempre il Prezzo Unico Nazionale (PUN), ossia il prezzo massimo a cui l'AU compra l'energia. Risulta quindi:

$$f(t) [\text{€}] = E(t) \cdot [\text{MWh}] \cdot P(t) \left[\frac{\text{€}}{\text{MWh}} \right]$$

Equazione 5-5

Su un periodo di tempo di 1 anno il ricavo F sarà:

$$F = \sum_0^T P(t) \cdot W(t) \Delta t$$

Equazione 5-6

5.2 Modello ottimizzazione energia elettrica

Il modello scelto per la simulazione di gestione in vaso massimizzando il ricavo è quello implementato da Bombelli (2018).

5.2.1 Dati input

Il modello richiede in input i seguenti dati:

- Curva d'invaso discretizzata in 5 segmenti dalla quota di minima regolazione alla massima [Figura 5-3].

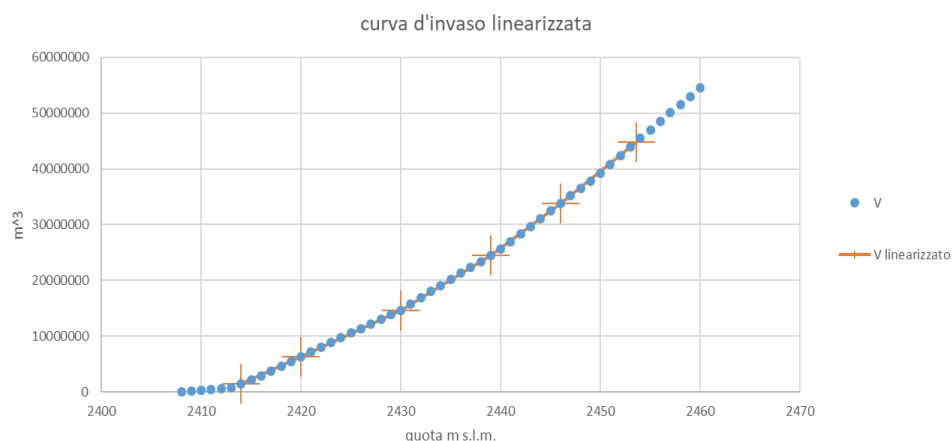


Figura 5-3 curva invaso Sabbione

- Massima portata turbinabile, qui si è imposto Q_{max} uguale a $4 \text{ m}^3/\text{s}$, in quanto si è supposto che solo una delle due turbine venga utilizzata di norma. L'ipotesi nasce dal fatto che la portata massima indicata da ENEL di $8.1 \text{ m}^3/\text{s}$ sia eccessiva rispetto alla portata media in ingresso all'invaso ($0.9 \text{ m}^3/\text{s}$)
- Rendimento complessivo dell'impianto, stimato all'89 %, considerando molto piccole quindi le perdite nella condotta
- Serie delle portate
- Serie dei prezzi (disponibili per il periodo di calibrazione), da stimare per gli scenari futuri
- Un coefficiente di correzione della funzione obiettivo, *eta*, che verrà spiegato meglio in seguito
- Volume iniziale dell'invaso, posto a 35 milioni di metri cubi
- Volume massimo invasabile, pari a 43,439 milioni di metri cubi
- Quota della turbina, su questa non erano reperibili informazioni, ma essendo noto il massimo livello di regolazione del lago di Morasco in cui vengono scaricate le acque, si è potuto stimare con una ragionevole approssimazione la quota della turbina a 1815 m s.l.m. .

5.2.2 Descrizione modello

Il modello massimizza la funzione prima descritta $F(T)$ su un periodo di 1 anno.

È quindi implicita l'ipotesi del modello che il gestore il 1° gennaio di ogni anno conosca prezzi e portate in ingresso alla diga fino alla fine dell'anno.

L'ipotesi non è inverosimile in quanto i prezzi dell'energia elettrica hanno una loro ciclicità annuale sebbene siano sottoposti alle oscillazioni del mercato ed alle variazioni di

prezzo del petrolio. Queste possono portare a variazioni notevoli del prezzo medio annuo dell'energia [Figura 5-4]. Le portate medie annue alla diga come abbiamo visto sono abbastanza regolari [Figura 4-15].

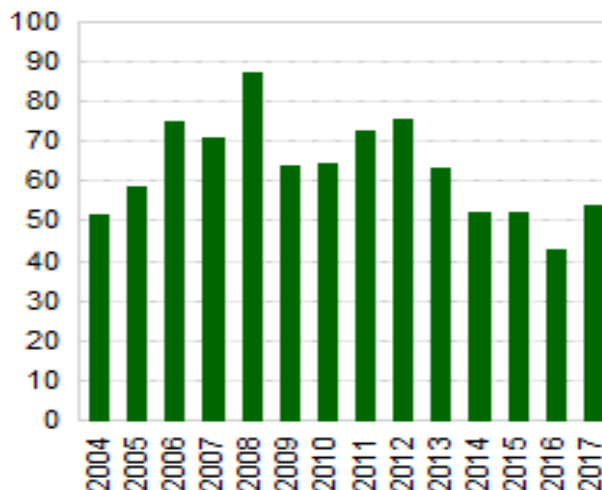


Figura 5-4 PUN medio annuale euro/MWh [fonte: GME]

La funzione $F(T)$ deve essere vincolata dalla capacità dell'invaso, cioè il livello deve mantenersi tra il minimo ed il massimo, ed inoltre la portata Q non può superare quella massima.

Inoltre, è stata aggiunta alla funzione $F(t)$ una funzione obiettivo $R(T)$, il cui valore è pari al ricavo dell'impianto vendendo tutta l'energia ad il PUN medio annuo, moltiplicato per il coefficiente di correzione prima introdotto:

$$R(T) = H_{medio} \cdot V_{invasato} \cdot \eta \cdot \gamma \cdot PUN_{medio} \cdot eta$$

Equazione 5-7

Questa funzione serve ad evitare che alla fine del periodo T l'invaso venga completamente svuotato; permette di tenere conto infatti del mancato guadagno che si avrebbe l'anno successivo se venisse usata tutta l'acqua del serbatoio. Il coefficiente correttivo eta , che deve essere maggiore o uguale a uno, permette di maggiorare il prezzo medio per tener conto del fatto che l'energia viene venduta ad un prezzo generalmente superiore a quello medio. In fase di calibrazione è stato posto a 1.27.

Il PUN viene mediato su quello dei tre anni precedenti, ad eccezione ovviamente dei primi due anni, in questo modo si tiene conto delle variazioni annuali del prezzo dell'energia, portando il modello a produrre di più negli anni in cui il prezzo si alza, e ad abbassare la produzione durante gli anni di crollo del prezzo.

Il problema è stato implementato tramite il programma CPLEX, sviluppato dall'IBM.

5.3 Risultati periodo di calibrazione

Di seguito vengono mostrati i risultati del periodo di calibrazione del modello, che ricordiamo andare dal 2005 al 2017.

Prima di tutto verifichiamo la verosimiglianza del modello confrontando i nostri dati di energia prodotta annua dall'impianto con il dato di producibilità fornito da ENEL, pari a 45.4 GWh [Figura 5-5]. L'energia prodotta in media annua è di 47 GWh, solo del 3.5 % superiore a quella fornita da ENEL. La bontà di questo dato va a convalidare ulteriormente il modello idrologico da noi sviluppato. Infatti, nel lungo periodo l'energia prodotta dipende solo dalla portata in ingresso al lago, ed il fatto che i due risultati siano molto simili ci segnala che la stima della portata media è molto verosimile.

La leggera sovrastima può essere dovuta ad un coefficiente di rendimento complessivo, da noi imposto a 89%, più alto di quello reale, oppure ad il fatto che la portata turbinata in quegli anni sia leggermente superiore a quella media (0.95 m³/s contro 0.90 m³/s).

Notiamo inoltre la grande variabilità annua di produzione dell'energia stimata dal modello: nel 2009 si registra un crollo di produzione sotto il MWh, a causa del crollo del prezzo dell'energia dovuto alla crisi economica. Purtroppo, non abbiamo dati per verificare la veridicità di questo dato di produzione che potrebbe essere eccessivamente sottostimato.

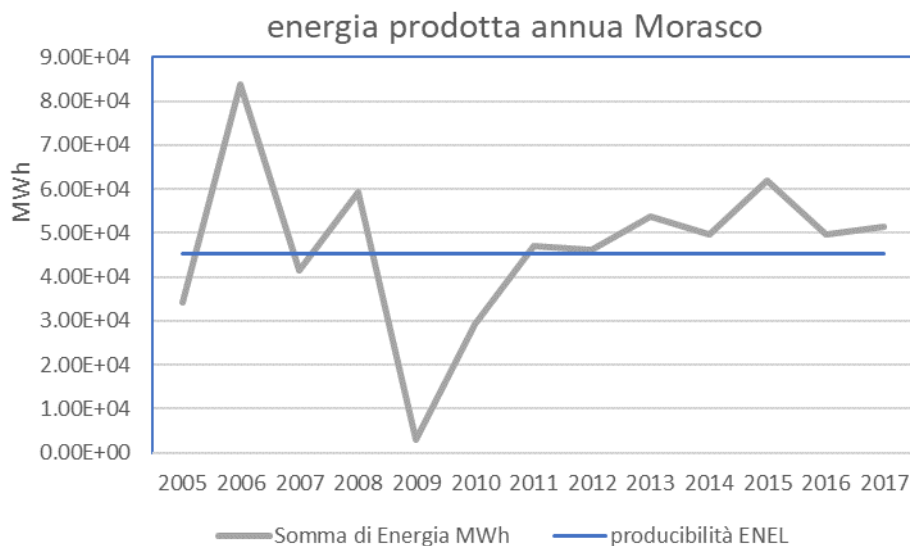


Figura 5-5 producibilità impianto e energia prodotta annua

Viene riportato ora nella Figura 5-6 sempre l'energia prodotta questa volta messa in relazione al ricavo annuo. Il fatto che negli anni precrisi (fino al 2008) la linea dei ricavi sia coincidente o superiore alla linea raffigurante l'energia prodotta ci dice come il prezzo dell'energia fosse superiore, in quegli anni, in cui si ha un ricavo medio di 5.15 milioni di euro annui, contro i 3.25 del periodo 2009-2017.

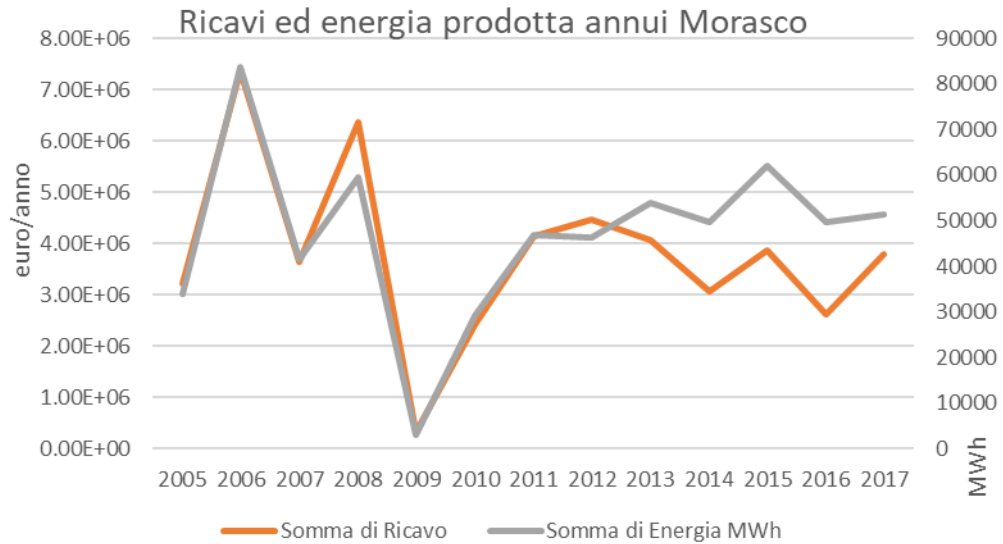


Figura 5-6 ricavi ed energia prodotta

Raffiguriamo ora portata turbinata media annua a volume medio invasato [Figura 5-7]. Le due serie ovviamente hanno andamento opposto: quando aumenta la portata turbinata diminuisce il volume dell'invaso e viceversa.

Notiamo come il volume minimo lo si raggiunga nel 2008, anno in cui si è avuto il picco di PUN e quindi di produzione e ricavi. Negli anni successivi il volume invasato si mantiene vicino al valore massimo di 43 mil. di metri cubi.

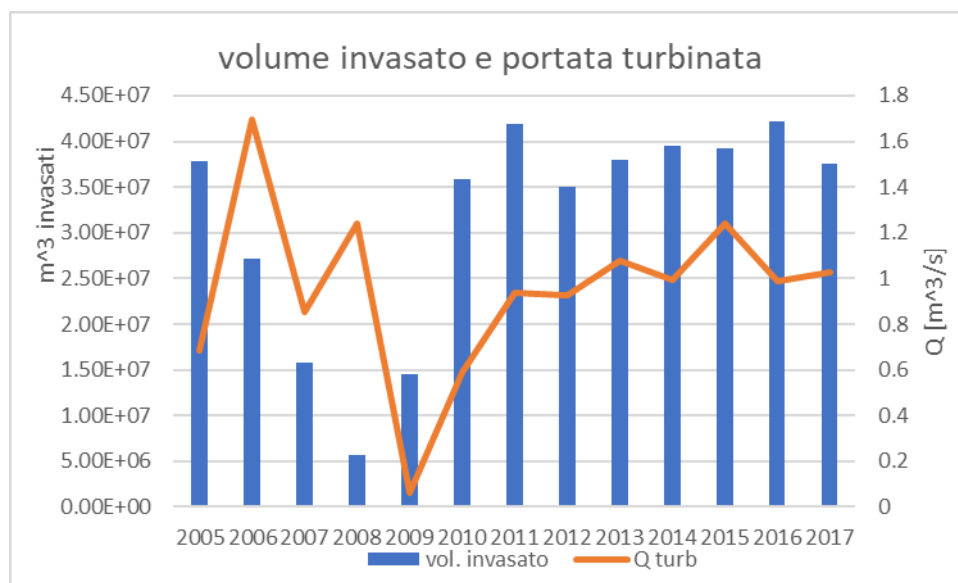


Figura 5-7 volume invasato vs. portata turbinata

Osserviamo ora la variabilità delle variabili precedentemente riportate su scala mensile [Figura 5-8, Figura 5-9], bisogna ricordare che il prezzo dell'energia ha variazioni cicliche dovute al periodo di produzione industriale, uso di climatizzatori in estate e inverno etc.

Notiamo che si hanno due massimi di prezzo dell'energia in marzo e luglio a cui corrispondono massimi ricavi e portate turbinata.

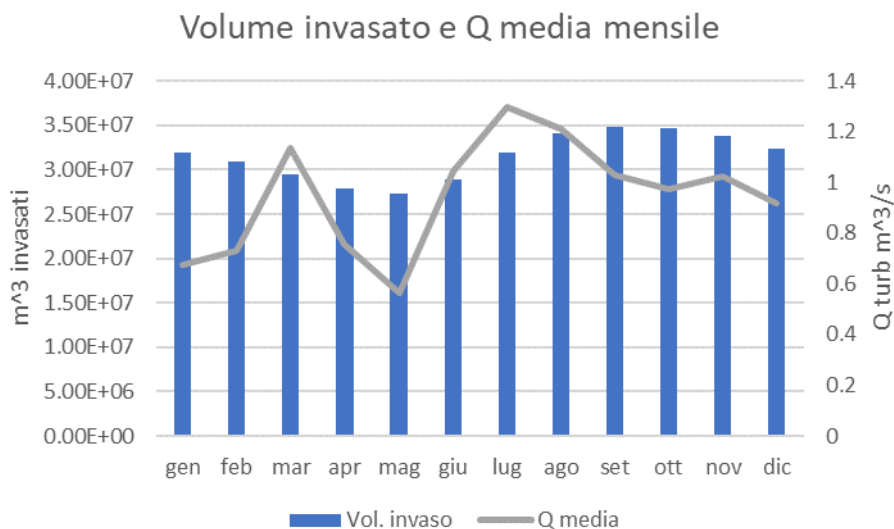


Figura 5-8 volume invasato e portata turbinata media mensile

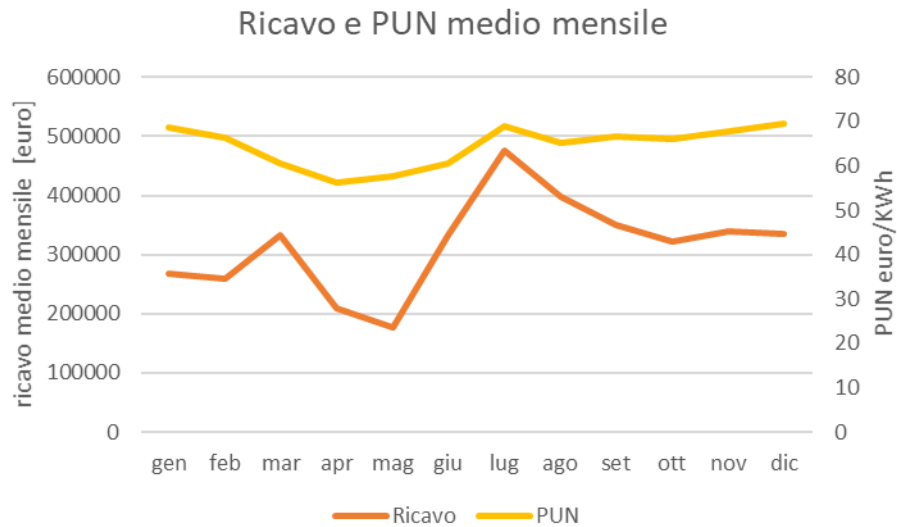


Figura 5-9 ricavo e PUN medio mensile

Tabella sintetica

Di seguito la tabella contenente i dati sintetici mensili di volume invasato, portata turbinata, energia prodotta, prezzo dell'energia e ricavo dell'impianto.

	Vol. invasato	Ricavo [euro]	Q media [m ³ /s]	PUN [euro/MWh]	Energia MWh
gen	3.20E+07	2.06E+04	0.678	68.72	2842.74
feb	3.09E+07	1.99E+04	0.730	66.39	2764.71
mar	2.95E+07	2.56E+04	1.135	60.55	4809.34
apr	2.79E+07	1.61E+04	0.754	56.19	3077.39
mag	2.73E+07	1.36E+04	0.563	57.72	2366.82
giu	2.89E+07	2.56E+04	1.046	60.57	4243.03
lug	3.20E+07	3.67E+04	1.297	68.98	5463.18
ago	3.41E+07	3.06E+04	1.212	65.22	5098.76
set	3.48E+07	2.69E+04	1.027	66.60	4183.18
ott	3.46E+07	2.48E+04	0.975	65.97	4112.14
nov	3.39E+07	2.61E+04	1.023	67.71	4165.32
dic	3.24E+07	2.57E+04	0.920	69.51	3874.20
tot.	3.15E+07	2.92E+05	0.947	64.51	47000.80

Tabella 13 dati mensili impianto 2005-2017

CAPITOLO 6 PREVISIONE DEI CAMBIAMENTI CLIMATICI: I MODELLI GCM

Come detto nel Capitolo 1, l'aumento delle temperature è stato correlato dall'IPCC all'aumento della concentrazione dei gas serra nell'atmosfera, che a sua volta è dovuto, in modo estremamente probabile, all'attività antropica. L'aumento dei gas serra riduce la riflessione della radiazione solare, aumentando quindi il bilancio complessivo di energia netta entrante nell'atmosfera terrestre.

Sono state elaborate 3 ipotesi di scenario, di cui discuteremo meglio in seguito, in cui la forzante radiativo subisce un diverso aumento.

Per valutare l'effetto della forzante su scala locale sugli scenari futuri è necessario l'utilizzo di un modello climatologico che valuti l'interazione tra atmosfera, oceani, terre emerse e criosfera.

6.1 Modelli di circolazione globale

Tra i modelli maggiormente usati per questa finalità ci sono i GCM, *Global Circulation Model*.

Questi fanno utilizzo delle *equazioni primitive dei moti geofisici*, una forma semplificata delle equazioni di Navier-Stokes, che esprimono la legge della dinamica per i fluidi, e tengono conto delle accelerazioni complementari di Coriolis, causate dal moto rotazionale terrestre.

Esistono due principali categorie di GCM: gli *Atmospheric General Circulation Model* (AGCM) e gli *Ocean General Circulation Model* (OGCM). I primi modellano l'atmosfera e

impongono la temperatura della superficie marina come condizione al contorno, i secondi descrivono i processi fisici e termodinamici degli oceani. Dalla risoluzione in parallelo dei due modelli si ricava un modello accoppiato atmosfera/oceani detto CGCM (*Coupled GCM*) o AOGCM (*Atmospheric-Oceanic GCM*), le cui relazioni possono essere sintetizzate dalla Figura 6-1.

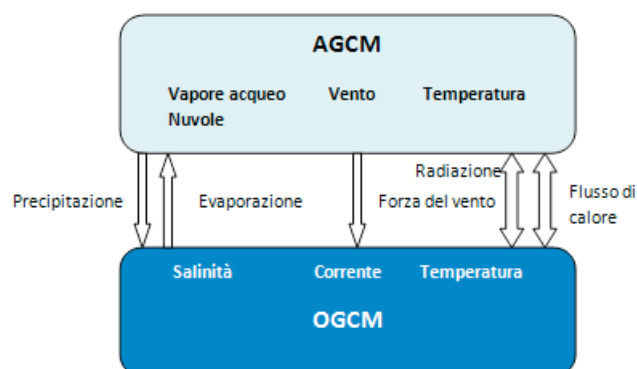


Figura 6-1 Relazioni e scambi tra OGCM e AGCM

Utilizzare un modello di circolazione accoppiato permette di descrivere i processi di interazione tra oceani ed atmosfera.

I corpi idrici infatti rappresentano una fonte di umidità ed energia per l'atmosfera e sono responsabili anche di una redistribuzione dell'energia stessa. Possono costituire inoltre una fonte di gas qualora la concentrazione di questi in atmosfera sia inferiore a quella presente nei mari. Tali interazioni sono di fondamentale importanza per la previsione del sistema climatico.

Le principali variabili prodotte dai GCM sono temperatura, precipitazioni, umidità dell'aria, pressione atmosferica, copertura nivale, umidità del suolo e irraggiamento solare.

Tuttavia, esistono ancora diverse componenti di fondamentale importanza per il sistema climatico che gli AOGCM non sono in grado di riprodurre.

Per tale ragione assumono notevole importanza gli *Earth System Model* (ESM), derivanti dalla combinazione tra i GCM e ulteriori modelli capaci di riprodurre fenomeni quali il ciclo del carbonio, i processi chimici in atmosfera e negli oceani, l'uso del suolo, la dinamica della vegetazione e le variazioni nell'albedo superficiale dovute sia a cambiamenti nella vegetazione che all'uso del suolo [Figura 6-2].

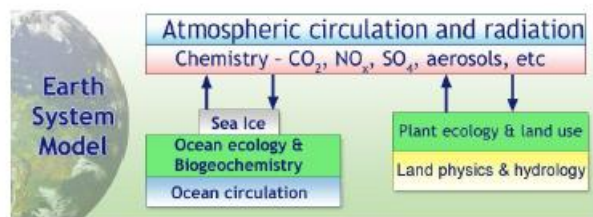


Figura 6-2 interazione tra le varie componenti dei ESM

Gli ESM sono dunque modelli volti a descrivere i processi all'interno e attraverso l'atmosfera, la criosfera e la biosfera terrestre e marina con lo scopo di fornire una più completa descrizione dei meccanismi responsabili dei cambiamenti nel sistema terrestre. Tali modelli da una parte forniscono strumenti utili per lo studio del clima in un preciso istante temporale e dall'altra possono essere utilizzati per analisi e proiezioni circa l'evoluzione futura del clima.

L'utilizzo di ESM presuppone una discretizzazione sia spaziale che temporale secondo griglie che dipendono fortemente dalla risoluzione stessa del modello. Il sistema climatico è rappresentato attraverso l'utilizzo di una griglia tridimensionale avente una risoluzione spaziale variabile tra 50 e 200 km, in cui vengono considerati un diverso numero di strati verticali a seconda che questi siano in corrispondenza dell'atmosfera (10 strati) o dell'oceano (30 strati).

Il passo temporale dipende, invece, dal modello utilizzato e varia da minuti a giorni, anche se tipicamente la scala giornaliera è quella più utilizzata.

I modelli forniscono valori della grandezza di interesse (temperatura, precipitazioni, umidità, ecc.) per ogni cella della griglia di riferimento e considerano che tale valore possa essere assunto come rappresentativo per tutti i punti appartenenti alla cella considerata. Esistono diversi tipi di GCM che differiscono per la discretizzazione usata, il numero e il tipo di variabili riprodotte e per le ipotesi alla base delle leggi fisiche che li governano: ognuno di essi risulta, dunque, rappresentativo in base agli scopi per cui viene utilizzato. A causa dell'impossibilità di stabilire quali siano le ipotesi più significative per la descrizione del clima futuro, il confronto tra i risultati in uscita da differenti GCM può risultare significativo al fine di identificare una panoramica delle possibilità di cambiamento [Figura 6-3].

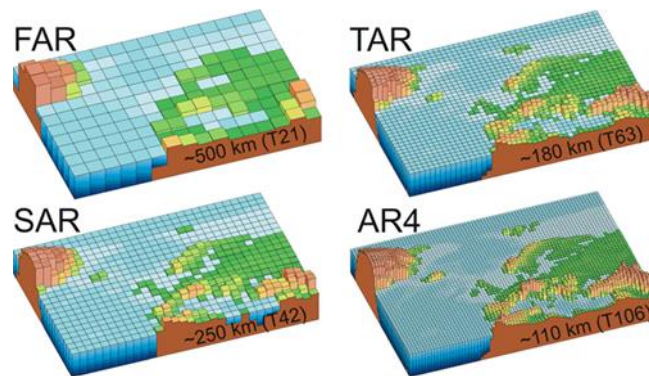


Figura 6-3 Esempio di risoluzioni geografiche di modelli di diverse generazioni: FAR (IPCC, 1990), SAR (IPCC, 1996), TAR (IPCC, 2001) e AR4 (2007).

Limitazioni dei GCM

Nonostante gli importanti passi avanti fatti negli ultimi anni per lo sviluppo dei GCM, le incertezze dei risultati ottenuti sono ancora numerose. In particolare, tali incertezze sono legate all'incapacità dei modelli di riprodurre fenomeni che avvengono a scale inferiori a quella propria del modello.

La risoluzione delle griglie utilizzate dai GCM non risulta infatti sufficiente per la modellazione dei processi atmosferici, i quali possono subire significative variazioni se si considera una risoluzione spaziale di gran lunga inferiore a quella tipica dei modelli stessi. La griglia T63 ($1,875^\circ$ - $1,185^\circ$), utilizzata in numerosi modelli di circolazione generale, discretizza l'intera superficie terrestre in 96 valori di latitudine e 192 valori di longitudine, fornendo così un valore rappresentativo su una cella di dimensioni medie pari a 200-300 km². Risulta dunque chiara la necessità di derivare da questi valori, tramite l'applicazione di tecniche di *downscaling*, dati ad una risoluzione spaziale maggiore per meglio rappresentare la variabilità locale delle grandezze climatiche considerate. Visto che l'affidabilità delle proiezioni dei modelli globali diminuisce alle scale più piccole, per studiare cambiamenti climatici a scala locale e regionale sono state sviluppate altre tecniche, come l'uso di modelli climatici regionali o i metodi di *downscaling*.

Incertezze significative sono associate anche alla rappresentazione delle nuvole e alla loro risposta ai cambiamenti climatici.

Un altro limite nella capacità previsionale del modello è da ricercarsi nel comportamento non lineare del sistema climatico che include peraltro instabilità dinamiche e, quindi, nel fatto che le simulazioni climatiche dipendono fortemente dalle condizioni iniziali che si pongono. Da ultimo, esiste una notevole incertezza nella ricostruzione della forzante solare e vulcanica.

A seconda dello scopo che si vuole raggiungere, si può scegliere fra numerosi GCM che differiscono in termini di discretizzazione, leggi fisiche utilizzate e variabili rappresentate. Al fine di rendere la diversità dei risultati ottenuti necessaria ai decisori politici e fornire un'idea sull'evoluzione potenziale del clima, ha senso utilizzare diversi GCM per la creazione di un piccolo insieme di scenari.

6.2 Modelli considerati

Nel presente elaborato sono stati utilizzati tre differenti modelli disponibili da letteratura: l'EC-EARTH, il CCSM4 e l'ECHAM6 [Figura 6-4].

Tali modelli sono quelli utilizzati dall'IPCC per le simulazioni di scenario sviluppate ai fini del quinto rapporto sul clima del pianeta pubblicato nel 2013.

Modello	Centro di ricerca autore	Nazione	Dimensione cella [°]	Strati	Numero di celle
EC-EARTH	Europe-wide consortium	U.E.	1.125°x1.125°	62	320x160
CCSM4	National Center for Atmospheric Research	U.S.A.	1.25°x1.25°	26	288x144
ECHAM6	Max Planck Institute for Meteorology	GER	1.875°x1.875°	47	192x96

Figura 6-4 principali caratteristiche dei GCM utilizzati

Per ognuno di questi 3 modelli sono state considerate 3 diversi ipotesi di scenario (*Representative Concentration Pathways-RCP*) che differiscono per la forzante radiativa prevista a fine secolo nel 2100. Si ha quindi un totale di 9 combinazioni GCM-RCP da analizzare.

Gli RCP considerati sono: 2.6, 4.5 e 8.5.

Questi valori corrispondono alla forzante radiativa in W/m^2 e sono quindi in ordine crescente per gravità di scenario.

Gli RCP hanno sostituito gli SRES come tipologie di scenario utilizzate dall'IPCC; questi erano in funzione di evoluzione demografica, socioeconomica e tecnologica del pianeta.

L'IPCC utilizza oggi 4 ipotesi di crescita di RCP a seconda della stima di crescita della concentrazione di CO_2 eq (si usa la nozione equivalente per tenere conto dell'effetto di altri gas serra come il metano) nell'aria. All'RCP 2.6 corrisponde una concentrazione di 490 ppm (parti per milione), al 4.5, 6 (non utilizzato in questo elaborato) e 8 corrispondono rispettivamente 650, 850 e 1370 ppm CO_2 eq. Queste 4 ipotesi dipendono sostanzialmente da variabili politiche e socioeconomiche, su cui è particolarmente difficile fare previsioni.

6.2.1 Modello EC-EARTH

L'EC-EARTH è l'*Earth System Model* della comunità europea, sviluppato dal consorzio europeo EC-EARTH, che raggruppa numerose università e istituti di ricerca meteorologici quali il KNMI (Koninklijk Nederlands Meteorologisch Instituut), l'SMHI (Swedish Meteorological and Hydrological Institute), il MetEireann (Irish National Meteorological

Service), il DMI (Danish Meteorological Institute), il Meteorologisk Institutt e l'ETH Zürich (Eidgenössische Technische Hochschule Zürich). Questo modello è costituito da tre componenti principali:

- IFS per la simulazione della parte atmosferica e delle terre emerse
- NEMO per quella degli oceani
- LIM2 per il mare e il ghiaccio

Questi vengono messi in relazione tra loro attraverso l'accoppiatore OASIS3. Tale modello, come gli altri descritti in seguito, può essere utilizzato a differenti risoluzioni, la risoluzione standard della componente atmosferica è 1.125° (125 km) in orizzontale e 62 livelli in verticale.

6.2.2 Modello CCSM4

Il *Community Climate System Model* (CCSM) è un modello accoppiato sviluppato dal NCAR (*National Center for Atmospheric Research*) in collaborazione con la *National Science Foundation* e il dipartimento dell'energia americano. Questo modello è costituito da quattro componenti che simulano l'atmosfera, l'oceano, il ghiaccio marino e le terre emerse, collegati attraverso un accoppiatore che permette lo scambio di flussi e di informazioni di stato tra le singole componenti. Durante la simulazione le quattro componenti integrano le equazioni simultaneamente in modo individuale, ma periodicamente si fermano, inviano le informazioni all'accoppiatore, ricevono informazioni riguardo le elaborazioni delle altre componenti e riprendono l'integrazione.

La componente atmosferica del modello utilizza una suddivisione verticale in 26 livelli e una griglia orizzontale di $3.75^\circ \times 3.75^\circ$ (bassa risoluzione) o $0.23^\circ \times 0.31^\circ$ (alta risoluzione).

6.2.3 Modello MPI-ECHAM6

Il primo modello MIP-ESM è l'Earth System Model sviluppato dall'Istituto di Meteorologia Max Planck di Amburgo, in Germania. L'MPI-ESM è formato da quattro componenti:

- ECHAM6 per lo studio della parte atmosferica (quello che noi andremo a utilizzare)
- MPIOM per l'analisi degli oceani

- JSBach per la biosfera terrestre
- HAMOCC per la biogeochimica degli oceani

Queste componenti comunicano tra loro attraverso l'accoppiatore OASIS3.

Tale modello descrive l'interazione tra il sistema atmosferico e quello oceanico e terrestre tramite lo scambio di energia, di forze, di acqua e gas quali l'anidride carbonica. Tra le caratteristiche principali introdotte nelle ultime versioni, si riscontrano: la presenza di un ciclo del carbonio accoppiato, la rappresentazione dell'albedo superficiale, degli aerosol e dell'incremento degli scambi di radiazioni ad onda corta. La simulazione del ciclo del carbonio permette inoltre lo studio degli effetti dei cambiamenti climatici sul ciclo stesso.

La componente atmosferica del modello (ECHAM6) utilizza una suddivisione verticale in 31, 47 o 95 livelli e una risoluzione orizzontale di 3.8°, 1.9° o 0.9°.

CAPITOLO 7 DOWNSCALING DATI GCM

Come detto i dati GCM sono riferiti ad una griglia spaziale di dimensioni notevoli (da 100 a 200 km di lato), quindi non possono essere veritieri su scala locale, soprattutto in territorio geomorfologicamente vario come quello italiano.

I GCM non sono infatti in grado di cogliere e riprodurre i fenomeni caratterizzati da una scala spaziale inferiore alla dimensione della cella. Questi fenomeni sono di fondamentale importanza per la definizione del regime idrometrico di un bacino, in particolare se di esigue dimensioni come quello da noi trattato. Tuttavia, sono gli unici modelli fisicamente basati a nostra disposizione per la simulazione degli scenari futuri di cambiamento climatico.

Pertanto, nasce l'esigenza di poter utilizzare i risultati del modello a scala globale come input per modelli idrologici a scala locale, per comprendere come le variazioni di precipitazione e di temperatura, che sono i dati richiesti in input dal nostro modello idrologico, possano influire sulle dinamiche idrologiche locali. Il processo che permette il passaggio dalla scala del GCM alla scala del bacino idrologico viene definito "*downscaling*", ossia riduzione di scala.

Per questo elaborato, la procedura di *downscaling*, sia di temperatura che di precipitazione, è stata calibrata e applicata sulla sola stazione di Formazza Pian dei Camosci, la stazione di riferimento per l'elaborazione degli input del modello idrologico per il periodo di calibrazione. Questa è composta, in sintesi, di 3 passaggi:

- stima degli errori nelle serie prodotte dai GCM riguardo ai valori cumulati mensili di pioggia, la temperatura media e il numero di giorni piovosi mensili nel periodo di controllo (2000-2017)
- conseguente correzione degli errori, (la metodologia è descritta nel dettaglio nei paragrafi successivi) ottenendo così serie di pioggia e precipitazione giornaliere statisticamente corrette nel periodo di controllo
- utilizzo dei parametri calcolati al punto precedente (bias sui valori cumulati e parametro di intermittenza) per la stima delle correzioni da apportare alle serie future per i 3 differenti modelli nei 3 rispettivi scenari di aumento di RCP,

ottenendo così 9 serie a scala giornaliera fino al 2100 di pioggia e temperatura.

7.1 Procedura di downscaling

In bacini montani a forte contributo nivale la variabilità topografica, che controlla tramite la temperatura il processo di precipitazione nivale ed il relativo accumulo, rende oltremodo necessaria l'applicazione di metodi di disaggregazione statistica avanzati atti a tenere conto della variabilità spaziale della precipitazione e della temperatura stessa.

Recentemente sono stati sviluppati algoritmi di simulazione della pioggia in grado di rispettarne le proprietà di auto-somiglianza e di intermittenza nello spazio e nel tempo, in particolare basati sulla teoria delle cascate casuali. Si è quindi utilizzato un modello di disaggregazione basato sul concetto di cascata casuale (Groppelli et al., 2010) calibrato sulle serie di precipitazioni osservate in Formazza Pian dei Camosci per il periodo 2000-2017

La disaggregazione spaziale sulle singole stazioni è fatta tramite la correzione dei bias mensili presenti sui valori cumulati di precipitazione e sull'intermittenza (giorni piovosi) per ogni stazione singolarmente. In particolare, i bias che sono stati calcolati mensilmente, per tutte le serie osservate, sono riassunti di seguito:

- Bias P ossia il bias sulle precipitazioni definito come il rapporto fra la precipitazione osservata e la precipitazione fornita dal modello (Bias $P < 1$ significa una sovrastima da parte del modello)
- Bias T è la differenza fra le temperature osservate e le temperature fornite dai modelli GCM
- Bias RD è definito come il rapporto fra i giorni piovosi osservati e i giorni piovosi all'interno delle serie simulate dai GCM (Bias $RD < 1$ significa che il modello sovrastima il numero dei giorni piovosi, serve per stimare correttamente i parametri legati all'intermittenza)

I valori ottenuti sono stati utilizzati per correggere le osservazioni di precipitazione e temperatura fornite dai tre GCM sul periodo di controllo.

La procedura di disaggregazione dei risultati dai GCM, si è ridotta alla correzione del *bias*, o errore sistematico, giornaliero, $Bias_{GAO}$.

7.1.1 Correzione delle precipitazioni

Il primo passo, specifico per ognuno dei GCM, serve a rendere consistenti le precipitazioni medie mensili nelle stazioni considerate. Innanzitutto, si calcolano i valori cumulati di precipitazione mensili osservati nelle stazioni: R_{OSS} , per il periodo di riferimento. Poi si corregge la precipitazione media mensile R_{GCM} , fornita dai modelli GCM, usando un processo moltiplicativo casuale che considera esplicitamente l'intermittenza.

$$Bias_{GAO} = R_{OSS}/R_{GCM} = B_{GAO}B_0W_0$$

Equazione 7-1

In cui sono definiti:

$$\begin{aligned} P(B_0 = 0) &= 1 - p_0 \\ P(B_0 = p_0^{-1}) &= p_0 \\ E[B_0] &= p_0^{-1}p_0 + 0(1 - p_0) = 1 \\ W_0 &= e^{(w_0 - \sigma_w^2/2)} \\ E[W_0] &= 1; \end{aligned}$$

Equazione 7-2

Dove:

- B_{GAO} , p_0 , σ_w^2 sono parametri del modello
- B_{GAO} è un termine costante che forza il valore medio mensile di R_{OSS} ad uguagliare il relativo valore medio osservato
- Il termine B_0 è il generatore di tipo β , che rappresenta la probabilità che il tasso di pioggia per un dato giorno R_{GAO} sia positivo, condizionato al valore di R_{GCM} positivo, modellato tramite una distribuzione binomiale

- Il termine W_o è un generatore strettamente positivo, utilizzato per aggiungere una quantità adeguata di variabilità alla precipitazione durante i periodi identificati come piovosi

La procedura di stima dei parametri necessari è stata condotta separatamente per ognuno dei GCM utilizzati.

7.1.2 Correzione delle temperature

Similmente a quanto fatto con le precipitazioni si utilizzano le temperature giornaliere fornite dai modelli T_{GCM} per il periodo di riferimento. Queste vengono confrontate con le temperature osservate. Viene quindi valutata la differenza media mensile ΔT tra quella osservata e quella fornita dai GCM e di conseguenza le temperature giornaliere corrette sono date da:

$$T_{corr,d} = T_{GCM,d} - \Delta T_i$$

Equazione 7-3

Dove:

- $T_{corr,d}$ è la temperatura fornita dal GCM corretta per il giorno d
- $T_{GCM,d}$ è la temperatura giornaliera del GCM non corretta

7.2 Confronto tra modelli GCM e periodo di controllo

Di seguito riportiamo alcuni grafici per vedere l'adattamento dei dati GCM grezzi, cioè senza *downscaling*, rispetto ai dati misurati alla stazione di Formazza.

In Figura 7-1 viene mostrato il dato di pioggia media mensile dei GCM rispetto al dato misurato. Notiamo come i 3 GCM diano risultati tra loro abbastanza diversi sia in termini di variabilità stagionale che in totale di mm di precipitazione. Tutti e tre i GCM sottostimano la precipitazione in modo cospicuo. Il risultato era prevedibile in quanto la stazione è in alta quota, dove generalmente piove complessivamente di più che in pianura per i fenomeni di sollevamento orografico; ricordiamo infatti che la quota della cella considerata del GCM rappresenta un valore medio tra zone di pianure e di montagna, quindi un valore inferiore rispetto alla nostra stazione a 2453 metri.

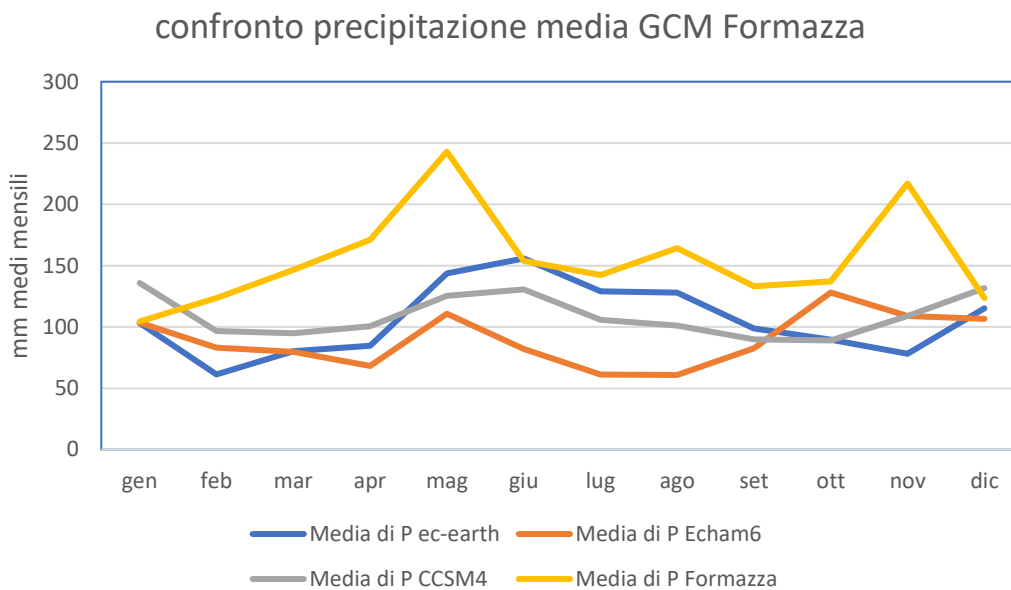


Figura 7-1 confronto dati GCM con stazione Formazza su periodo di calibrazione

Riportiamo di seguito in Figura 7-2 relativo al $Bias_{GAO}$, che ricordiamo essere il rapporto tra il numero di giorni di pioggia mensili osservati e quelli del GCM.

Il dato è quasi sempre superiore uno, essendo i mm di pioggia caduti maggiori è coerente avere anche un maggior numero di giorni di pioggia.

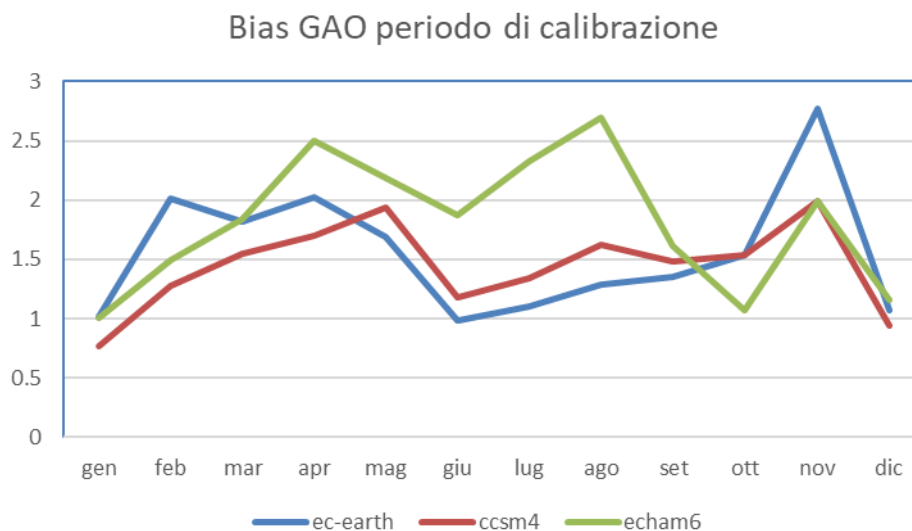


Figura 7-2 Bias GAO di precipitazione mensile periodo di calibrazione

Osserviamo ora i dati di temperatura nella Figura 7-3, per le stesse ragioni dell'anomalia del dato di pioggia le temperature a Formazza sono sempre inferiori ai dati GCM.

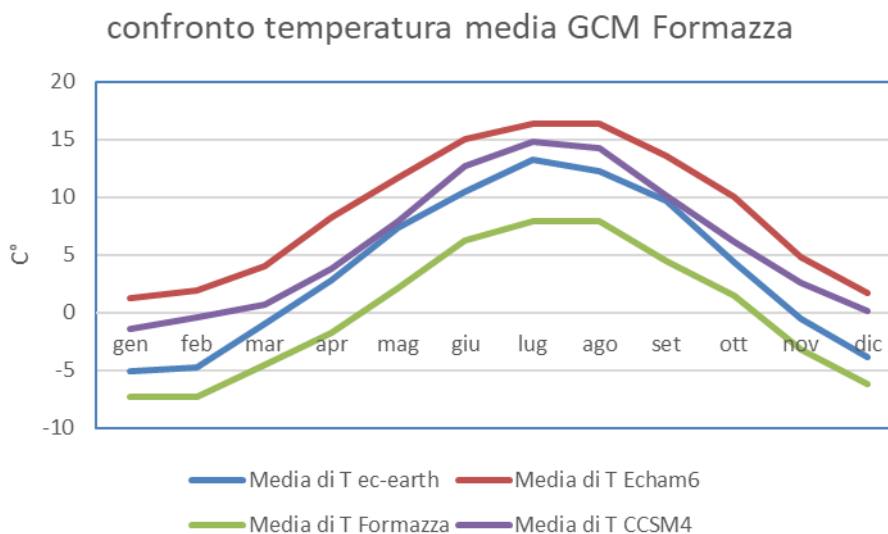


Figura 7-3 confronto temperatura media GCM Formazza

Globalmente abbiamo visto come i dati GCM grezzi non possano essere considerati rappresentativi del nostro sito; quindi il downscale andrà a manipolare di molto i dati, riducendo la consistenza della nostra analisi.

7.3 Risultati downscale GCM su scenari futuri

Una volta applicato il downscale ai dati GCM futuri otteniamo i dati da mettere in input al modello idrologico. Per l'analisi di questi dati individuiamo due periodi di controllo: uno circa a metà secolo, dal 2045 al 2059 (si è scelta una finestra temporale di ampiezza simile a quella del periodo di calibrazione), e l'altro a fine simulazione, dal 2086 al 2100.

7.3.1 Precipitazioni scenari futuri

Come conseguenza al riscaldamento globale si ha anche un aumento della precipitazione su scala globale, questo perché, come anche nel nostro modello, l'evapotraspirazione aumenta con la temperatura, e quindi viene accelerato il ciclo idrologico.

Tuttavia, non è detto che ovunque le precipitazioni siano in aumento; questo dipende da fattori climatici che appunto il modello cerca di prevedere.

Di seguito sono mostrate l'andamento delle precipitazioni per ciascuno dei 9 scenari per i periodi di controllo (2045-59 e 2086-2100) rispetto al periodo di calibrazione [Figura 7-4] e le variazioni percentuale [Figura 7-5 e Figura 7-6].

Come si nota dai grafici non si registrano grandi variazioni in termini assoluti di precipitazione: per il periodo 2045-59 si ha un aumento medio del 2.7% mentre per il periodo 2086-2100 del 2.6%.

Il massimo incremento, del 13.4%, lo si ha nel periodo di controllo 2086-2100 per il caso RCP 2.6 modello Echam6, mentre la massima diminuzione, del -12.7%, viene registrata sempre nel periodo 2086-2100 per lo stesso modello Echam6 con RCP 8.5.

È interessante notare come lo stesso modello per diverse ipotesi di RCP sia quello che fornisca le massime variazioni di precipitazione in entrambi i sensi.

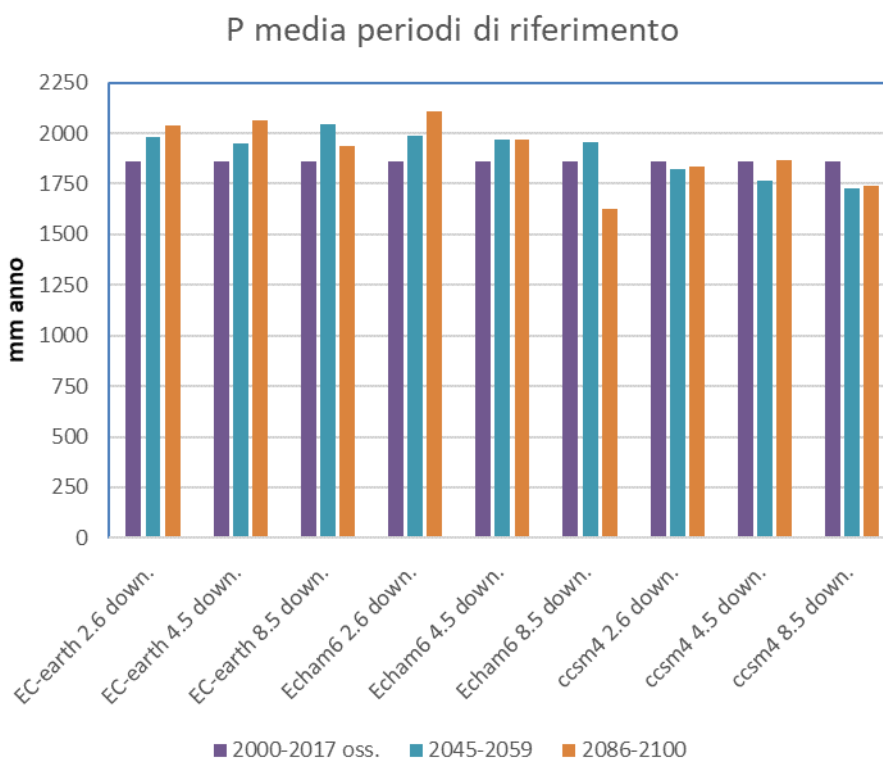


Figura 7-4 scenari precipitazioni future GCM su periodi di controllo

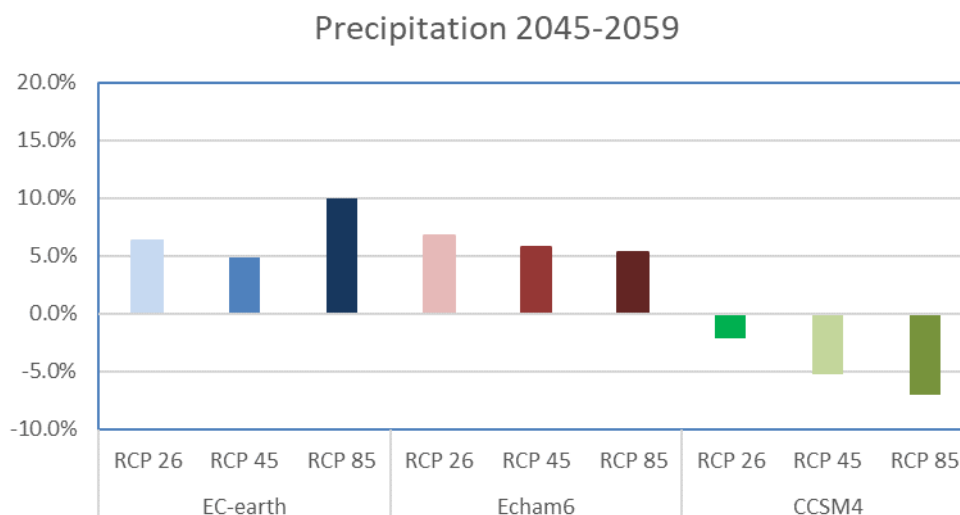


Figura 7-5 variazione precipitazione % 2045-59

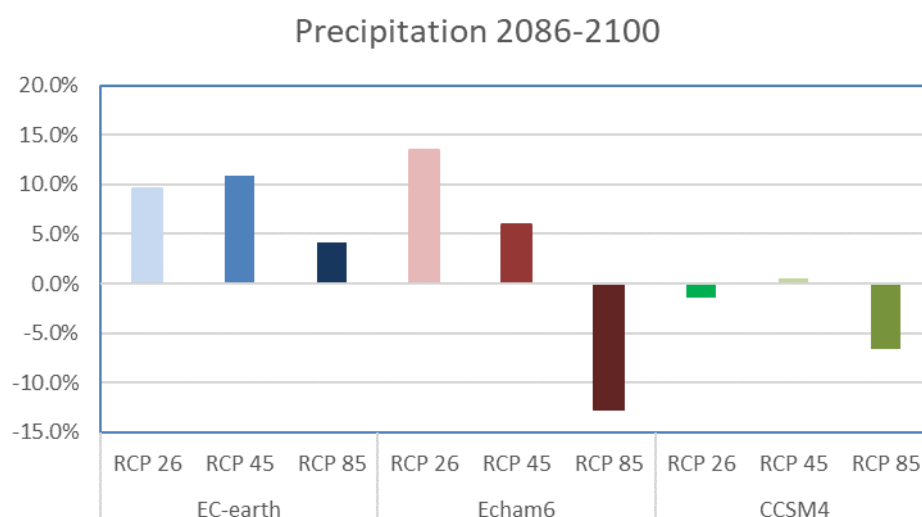


Figura 7-6 variazione precipitazione % 2086-100

7.3.2 Temperature scenari futuri

Riportiamo ora le variazioni di temperatura previste dai modelli GCM. Qui il dato è a senso unico: tutti gli scenari prevedono un aumento di temperatura crescente con la forzante radiativa.

Di seguito, in Figura 7-7, l'aumento di temperatura media per i vari scenari rispetto al periodo di calibrazione. Notiamo che il modello CCSM4 è quello meno severo nello stimare l'aumento di temperatura, soprattutto nello scenario RCP 8.5 dove l'aumento è inferiore di più di un grado C° rispetto agli altri due, che prevedono per lo scenario peggiore un aumento superiore ai 4 C° per il periodo 2086-2100. Nel caso RCP 2.6 le variazioni di temperatura sono

modeste in tutti e 3 i modelli e si aggirano attorno a 0.5 C°. Inoltre, si nota che per RCP 2.6 nel periodo 2086-2100 le temperature sono lievemente inferiori rispetto al 2045-59.

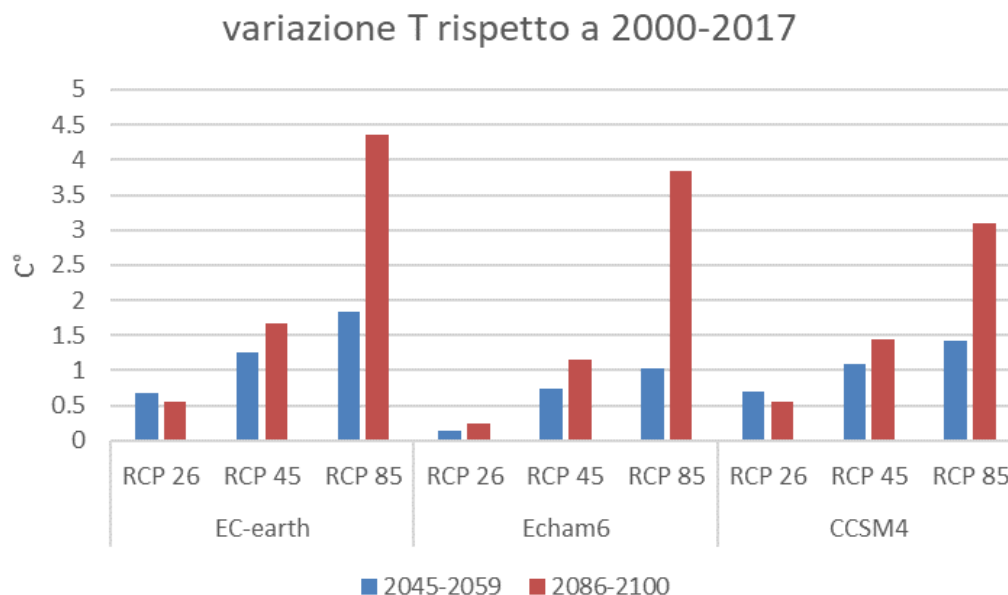


Figura 7-7 variazione temperatura GCM scenari futuri

Tabella sintetica risultati downscale

Nella tabella di seguito sono sintetizzati i risultati ottenuti da downscale. L'indice dei colori digrada dal blu per i valori al di sotto della media al rosso per quelli al di sopra.

temperature medie									
	EC-earth 2.6 down.	EC-earth 4.5 down.	EC-earth 8.5 down.	Echam6 2.6 down.	Echam6 4.5 down.	Echam6 8.5 down.	ccsm4 2.6 down.	ccsm4 4.5 down.	ccsm4 8.5 down.
2045-59	0.621	1.183	1.771	0.084	0.675	0.955	0.543	1.010	1.343
2086-2100	0.475	1.598	4.269	0.163	1.066	3.753	0.483	1.365	3.019
2000-2017	0.01513401								
precipitazioni annue									
2045-59	1978.55	1950.08	2046.7	1985.431	1966.54	1958.085	1820.89	1761.91	1729.96
var. %	6.36%	4.83%	10.02%	6.73%	5.71%	5.26%	-2.11%	-5.29%	-7.00%
2086-2100	2038.57	2062.37	1938.08	2110.315	1970.39	1624.079	1833.91	1868.99	1736.53
	9.59%	10.87%	4.18%	13.44%	5.92%	-12.69%	-1.42%	0.47%	-6.65%
2000-2017	1860.234806								

Tabella 14 tabella dati di precipitazione e temperatura downscale

CAPITOLO 8 APPLICAZIONE MODELLO IDROLOGICO SU SCENARI FUTURI GCM

Una volta convalidato il modello sul periodo di calibrazione, e dopo aver ottenuto i dati GCM di temperatura e precipitazione, si può procedere all'implementazione del modello idrologico per gli scenari futuri. Da questo trarremo importanti informazioni sul regime di portate nel bacino del lago Sabbione e sulle possibilità di sopravvivenza del ghiacciaio, che, come abbiamo visto nel capitolo 2, sta attraversando una fase di forte ritiro.

8.1 Preparazione dati input

Come detto, utilizzeremo come dati in input di temperatura e precipitazione i risultati del downscaling dei 9 scenari GCM.

Per lo spessore del ghiacciaio *h-ice* si è deciso di utilizzare l'ultimo dato di fine 2017 del modello idrologico. Questo sappiamo essere di perimetro diverso rispetto a quello che si è misurato da satellite. Tuttavia, per utilizzare il perimetro da satellite dovremmo ricalcolarne lo spessore, sulla cui bontà non potremmo fare verifiche.

L'unico parametro che rimane da calibrare è il *Clear Sky Index*, questo infatti è stato estrapolato da misure sulla stazione di Grimsel Hospiz, e necessita di essere modellato per gli scenari futuri.

8.1.1 Modellazione CSI

Ricordiamo che il dato di CSI serve a tenere conto della nuvolosità per il calcolo della radiazione solare netta. Si è quindi pensato di verificare la correlazione tra il CSI e la registrazione di pioggia, è ragionevole infatti supporre che nei giorni di pioggia la radiazione solare sia mediamente minore rispetto ai giorni in cui non piove.

La correlazione è stata fatta utilizzando i dati di pioggia della stazione di Grimsel, per avere una correlazione più significativa rispetto a quella che si avrebbe utilizzando i dati di pioggia di Formazza Pian dei Camosci. Tuttavia, l'operazione richiede che le due stazioni abbiano dati di piovosità stagionale simili, altrimenti si introducono dei bias nella stima.

Nella Figura 8-1 sono mostrati i giorni di pioggia medi mensili delle due stazioni. I dati di pioggia a disposizione per Grimsel si fermano al 31/12/2011, quindi si è utilizzato per entrambe le stazioni il periodo di riferimento 2000-2011.

La similitudine tra le due stazioni è ritenuta accettabile per procedere con l'operazione di correlazione.

Risulta un coefficiente di correlazione tra la variabile giorno di pioggia e CSI di -0.512 .

Questo significa, come previsto, che c'è una discreta correlazione di tipo inverso tra i due dati.

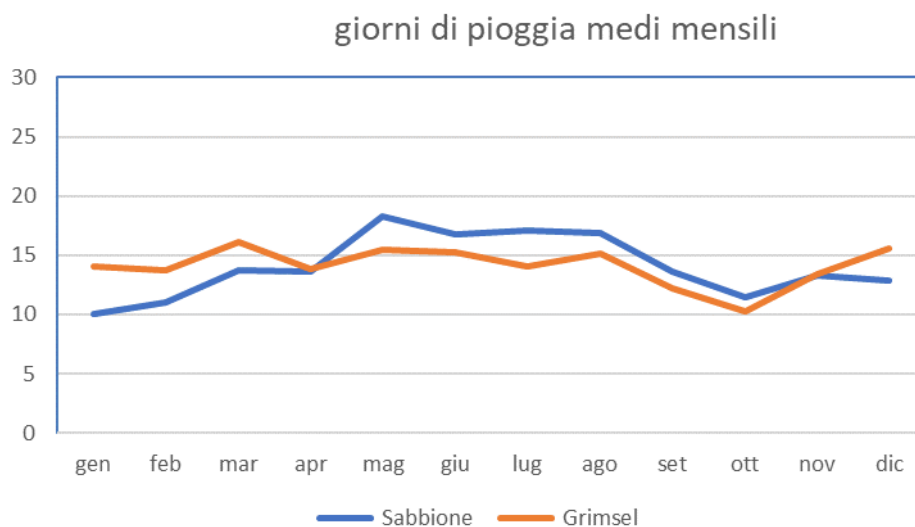


Figura 8-1 confronto piovosità stazione Formazza e Grimsel

Possiamo ora calcolare il CSI medio mensile per i giorni in cui piove e quelli in cui non piove. In questo modo possiamo utilizzare i dati di pioggia del GCM per calcolare il valore di CSI.

I risultati sono esposti nella Figura 8-2 e Tabella 15.

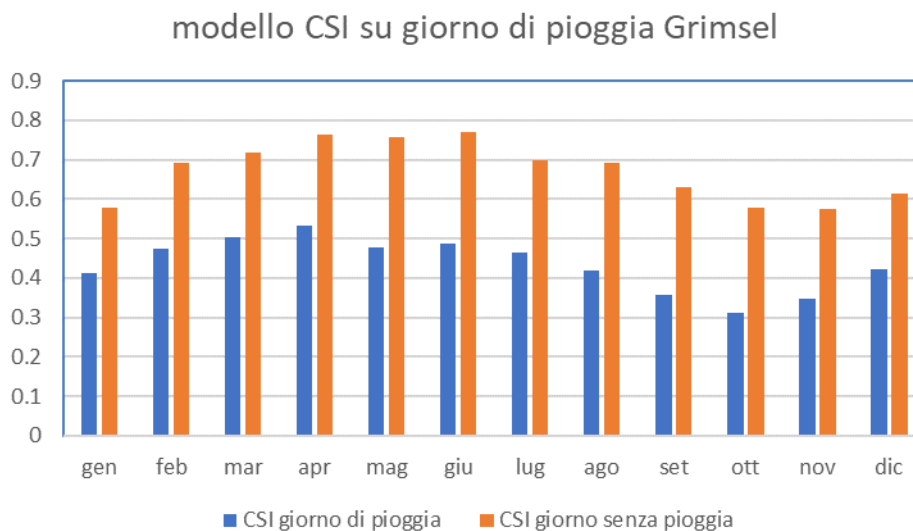


Figura 8-2 modello CSI su giorno di pioggia Grimsel

	CSI giorno di pioggia	CSI giorno senza pioggia
gen	0.4139	0.5773
feb	0.4759	0.6922
mar	0.5040	0.7188
apr	0.5341	0.7648
mag	0.4777	0.7571
giu	0.4859	0.7696
lug	0.4645	0.6993
ago	0.4181	0.6927
set	0.3573	0.6316
ott	0.3113	0.5773
nov	0.3476	0.5755
dic	0.4220	0.6127

Tabella 15 valori CSI mensili modello

Per poter applicare però il seguente modello dobbiamo verificare che questo possa essere applicato al periodo di calibrazione senza cambiare sostanzialmente i risultati del modello. Guardiamo come unico dato il valore di portata media, che è quello di primario interesse per l'idroelettrico e contiene in sé anche i dati di fusione glaciale, e quindi di ritiro del ghiacciaio.

Risulta per il periodo di calibrazione con il modello di CSI precedentemente esposto un valore di portata media di 0.9020 m³/s contro i 0.9022 precedentemente calcolati, con uno scarto quindi dello 0.02%, un quantitativo assolutamente trascurabile che conferma la bontà del modello.

8.2 Risultati scenari futuri

Di seguito sono presentati i risultati del modello idrologico relativi agli scenari futuri (2018-2100). La maggior parte dei grafici e tabelle saranno riferiti ai due periodi di controllo (2045-2059 e 2086-2100) in cui sono riportati gli output del modello mediati su quel periodo.

8.2.1 Evoluzione ghiacciaio

Di seguito sono riportati i grafici riassuntivi di variazione dell'area e del volume del ghiacciaio [Figura 8-3 e Figura 8-4]. I grafici sono stati suddivisi per le tre ipotesi di RCP, in ordine di intensità della variazione climatica.

Dalla Figura 8-3 si nota come in tutti gli scenari il ghiacciaio del Sabbione subirà una forte riduzione di superficie. In ben 7 casi su 9 il ghiacciaio è completamente estinto o quasi. Solo nei casi con RCP 2.6 EC-EARTH e ECHAM6 il ghiacciaio permane, seppur in forma molto ridotta, raggiungendo un punto di equilibrio. Dai 2.86 km² di inizio 2018 si passa rispettivamente a 0.37 e 0.26 km² per gli scenari ECHAM6 e EC-EARTH, con riduzioni superiori al 90%. Dal grafico delle aree notiamo inoltre come nel 2060 si raggiunga per questi due scenari l'equilibrio. La perdita di volume, invece, è ancora più sensibile: il modello stima una perdita di volume rispetto all'anno 2000 superiore al 97% per i due scenari migliori.

Notiamo come il modello CCSM4 sia sempre il più severo per tutti gli RCP analizzati, anticipando rispetto agli due modelli l'estinzione del ghiacciaio, che avviene all'incirca tra il 2050 ed il 2060 per tutti e tre RCP, senza un grande anticipo dell'RCP 8.5 rispetto al 2.6.

In tutti i grafici notiamo che la velocità di arretramento del ghiacciaio diminuisce man mano che ci si avvicina allo zero. Questo risultato è giustificato dal fatto che man mano che il ghiacciaio arretra rimangono ricoperte la quota media del ghiacciaio progressivamente aumenta, e per il modello le zone ad alta quota sono quelle dove la fusione è minore per via della temperatura più bassa. Il modello non è in grado di tenere conto del fenomeno d'inerzia del ghiacciaio, per cui gli strati profondi di ghiaccio contribuiscono al raffreddamento di quelli superiori, limitandone la fusione. Infatti, si è osservato per i ghiacciai della Lombardia che i corpi più piccoli sono quelli soggetti in genere a maggiore velocità di ritiro (Dolaiuti et al., 2012).

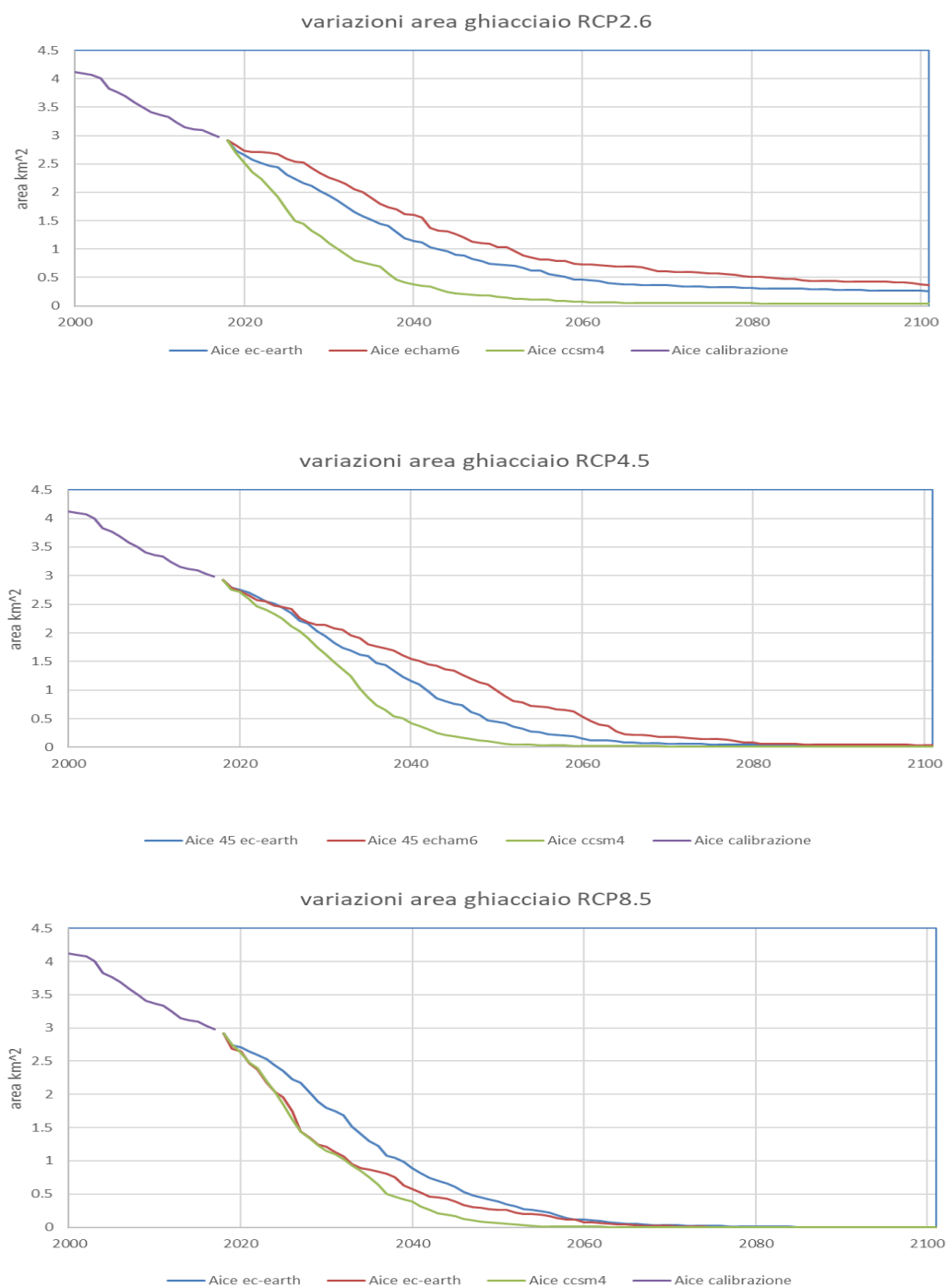


Figura 8-3 variazione area ghiacciaio per scenari futuri

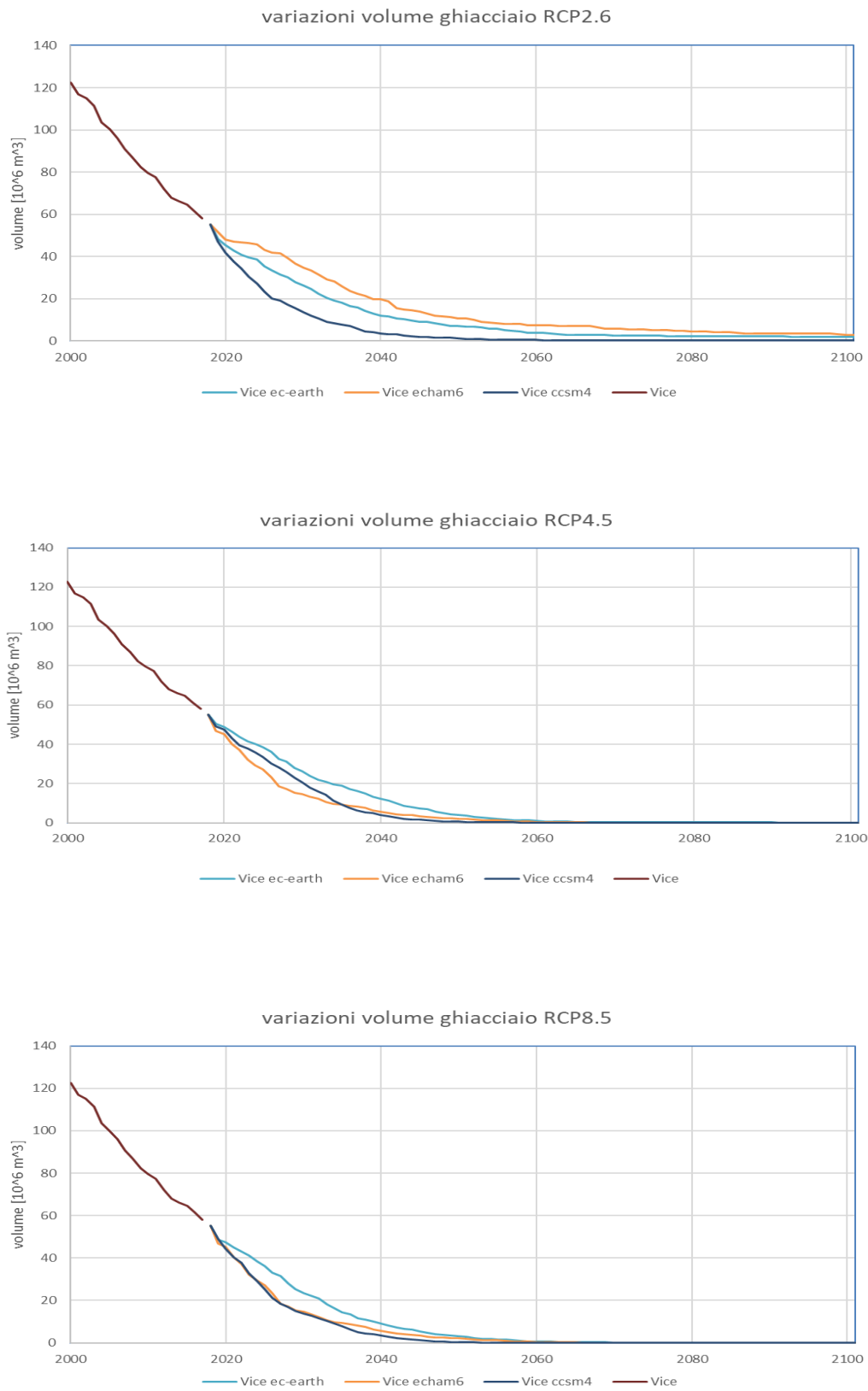


Figura 8-4 variazione volume ghiacciaio scenari futuri

8.2.2 Evoluzione evapotraspirazione

Ricordiamo che l'evapotraspirazione sottrae acqua alla diga, tanto più questa è maggiore tanto meno acqua avremo a disposizione per l'impianto idroelettrico. In Figura 8-5 e Figura 8-6 sono riportati i valori medi mensili di evapotraspirazione per i due periodi di controllo confrontati con gli stessi valori nel periodo di calibrazione, mentre nella Figura 8-7 è rappresentata la variazione percentuale di evapotraspirazione per ogni scenario rispetto al periodo di calibrazione.

I risultati sono molto interessanti, per prima cosa come è facile vedere l'evapotraspirazione nel periodo di riferimento è quasi sempre minore a quella degli scenari futuri. Notiamo tra i vari modelli che quello con evapotraspirazione maggiore è il CCSM4, che è anche quello con ritiro del ghiacciaio più veloce, pur essendo il modello che registra l'aumento di temperature medie minore. Inoltre, è peculiare il fatto che lo scenario RCP 8.6 EC-EARTH registri un minor incremento di evapotraspirazione rispetto allo stesso modello con RCP 4.5.

Nel periodo 2086-2100 si registrano incrementi notevoli dell'ordine del 100%, aumentando quindi in modo notevole l'importanza dell'evapotraspirazione nel bilancio idrologico del bacino.

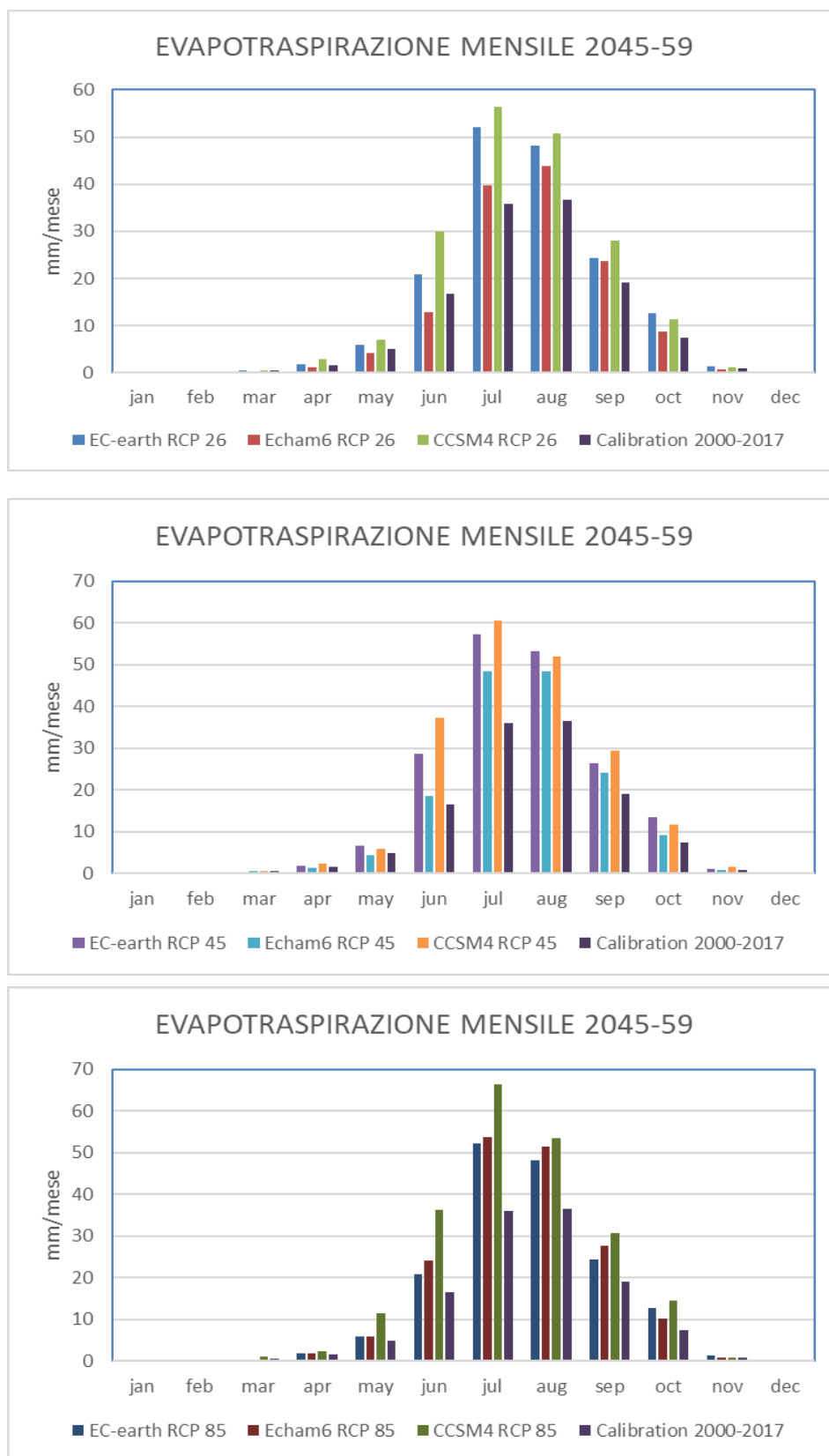


Figura 8-5 variazione evapotraspirazione 2045-59

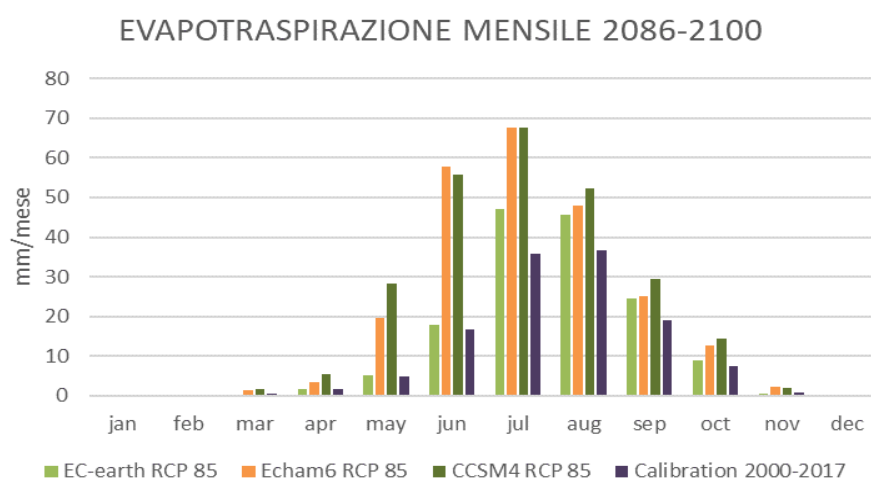
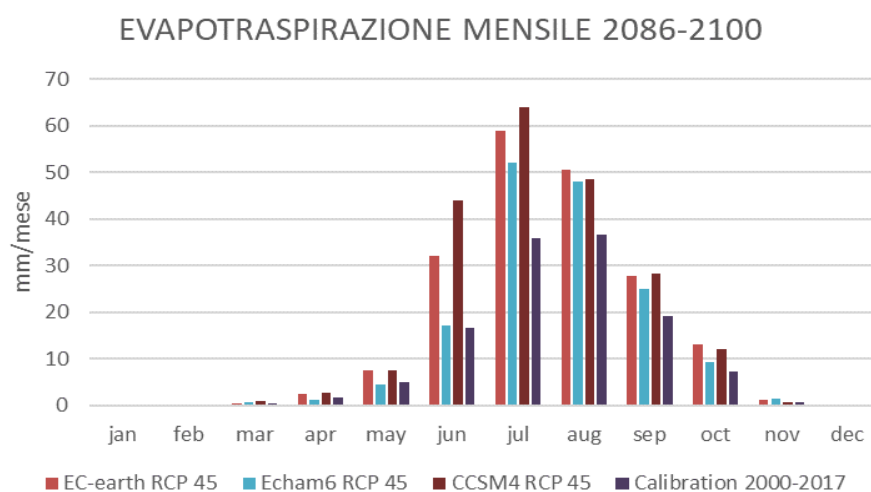
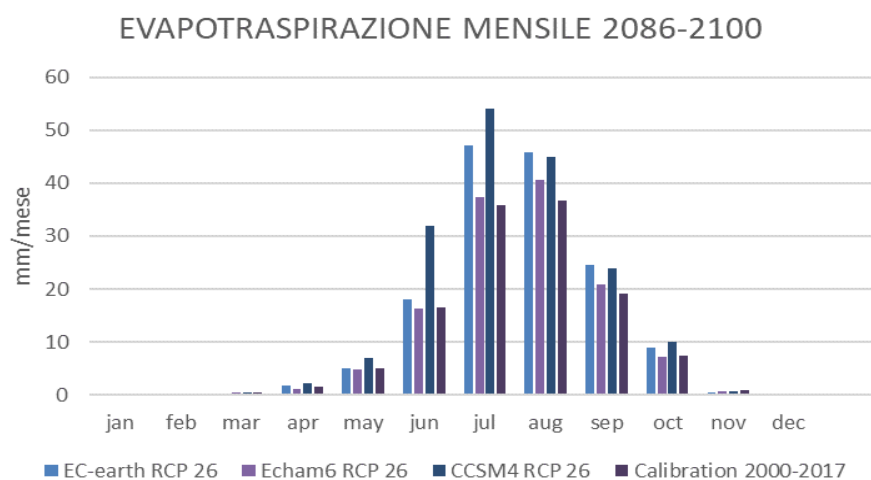


Figura 8-6 variazione evapotraspirazione 2086-2100

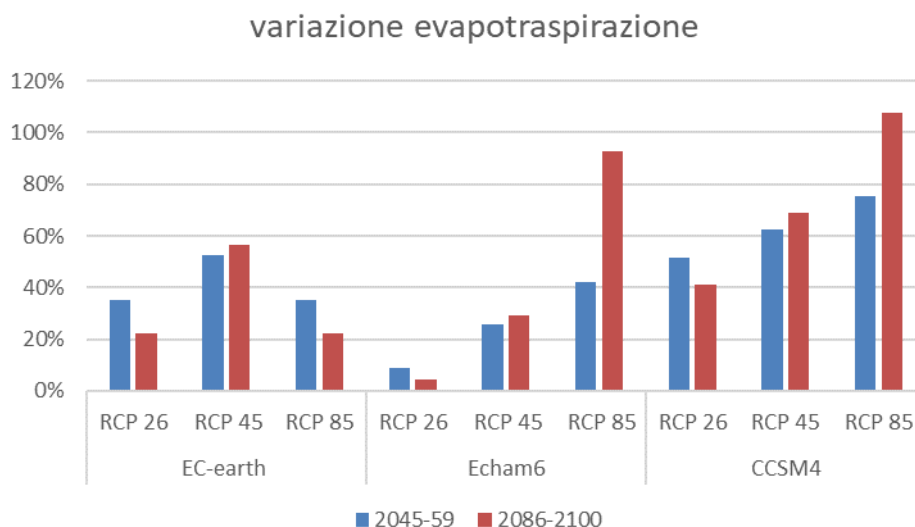


Figura 8-7 variazione evapotraspirazione %

	ETP 2045-2059	Monthly												sum	inremento
		jan	feb	mar	apr	may	jun	jul	aug	sep	oct	nov	dec		
2045-2059	EC-earth RCP 26	0.0	0.1	0.4	1.8	5.9	20.8	52.2	48.3	24.3	12.7	1.3	0.0	167.8	35.3%
	EC-earth RCP 45	0.0	0.1	0.3	1.9	6.8	28.8	57.3	53.1	26.3	13.5	1.1	0.1	189.3	52.6%
	EC-earth RCP 85	0.0	0.1	0.4	1.8	5.9	20.8	52.2	48.3	24.3	12.7	1.3	0.0	167.8	35.3%
	Echam6 RCP 26	0.0	0.0	0.2	1.1	4.2	12.8	39.7	43.8	23.6	8.8	0.8	0.1	134.9	8.8%
	Echam6 RCP 45	0.0	0.0	0.6	1.5	4.4	18.5	48.3	48.4	24.2	9.3	0.8	0.1	156.2	25.9%
	Echam6 RCP 85	0.0	0.0	0.5	1.9	5.9	24.1	53.6	51.4	27.8	10.2	0.9	0.2	176.5	42.3%
	CCSM4 RCP 26	0.0	0.0	0.4	2.8	7.0	30.0	56.4	50.8	27.9	11.3	1.2	0.0	187.9	51.5%
	CCSM4 RCP 45	0.0	0.0	0.7	2.5	5.9	37.2	60.7	51.9	29.4	11.8	1.5	0.0	201.6	62.6%
	CCSM4 RCP 85	0.0	0.0	1.1	2.4	11	36.3	66.5	53.5	30.8	14.4	0.8	0.0	217.4	75.2%
Calibration	0.07	0.1	0.5	2	4.99	16.6	35.9	36.63	19.2	7.419	0.85	0.07	124.03		

Tabella 16 evapotraspirazione 2045-59 e incremento % rispetto a periodo di calibrazione

	ETP 2086-2100	Monthly												sum	inremento
		jan	feb	mar	apr	may	jun	jul	aug	sep	oct	nov	dec		
2086-2100	EC-earth RCP 26	0.0	0.0	0.3	1.8	5.1	18.0	47.0	45.7	24.5	8.9	0.52	0.02	151.8	22.40%
	EC-earth RCP 45	0.0	0.1	0.6	2.5	7.6	32.1	58.8	50.4	27.7	13.2	1.23	0.07	194.4	56.8%
	EC-earth RCP 85	0.0	0.0	0.3	1.8	5.1	18.0	47.0	45.7	24.5	8.9	0.52	0.02	151.8	22.4%
	Echam6 RCP 26	0.0	0.1	0.5	1.1	4.8	16.4	37.4	40.6	20.9	7.3	0.67	0.1	129.8	4.7%
	Echam6 RCP 45	0.0	0.0	0.7	1.3	4.6	17.1	52.1	48.0	25.0	9.4	1.54	0.16	160.0	29.0%
	Echam6 RCP 85	0.2	0.2	1.4	3.4	19.6	57.9	67.5	48.1	25.1	12.6	2.37	0.32	238.7	92.5%
	CCSM4 RCP 26	0.0	0.0	0.5	2.3	7.1	31.8	53.9	45.0	23.8	10.0	0.79	0.03	175.3	41.4%
	CCSM4 RCP 45	0.0	0.1	0.9	2.8	7.5	44.1	63.9	48.6	28.4	12.1	0.78	0.07	209.2	68.7%
	CCSM4 RCP 85	0.2	0.1	1.7	5.6	28.4	55.7	67.6	52.1	29.5	14.3	1.99	0.14	257.4	107.5%

Tabella 17 evapotraspirazione 2086-2100 ed incremento % rispetto a periodo di calibrazione

8.2.3 Evoluzione portata

Come detto la portata di un bacino è il risultato di diversi contributi, tra cui gioca un ruolo fondamentale la fusione nivale. Per prima cosa riportiamo i valori di portata complessiva per ogni scenario, che poi verranno analizzati in ciascuna delle componenti.

In Figura 8-8 e Figura 8-9 sono riportati i valori mensili di portata per i periodi di controllo (in basso 2045-59 in alto 2086-2100) e le variazioni percentuali complessive rispetto al periodo di calibrazione.

Dalla prima figura possiamo innanzitutto notare come complessivamente la forma dell'idrogramma sia più smussata nel periodo di calibrazione rispetto agli scenari; in questi il valore di picco viene quasi sempre raggiunto nel mese di giugno, per poi diminuire in modo significativo. Questo anticipo del picco è dovuto ad una più cospicua fusione nivale dovuta all'aumento di temperature. Il bacino risulta quindi maggiormente scoperto da neve nei mesi estivi, e, non essendo più rilevante il contributo glaciale, viene a mancare molta portata in quel periodo.

Notiamo che in quasi tutti gli scenari si ha una riduzione di portata, che per RCP 2.6 EC-Earth e Echem6 rimane poco significativa, inferiore al 10%, mentre in RCP 8.5 si hanno diminuzioni superiori al 25%. Questo è dovuto a diversi fattori, tra cui la riduzione o lo scarso aumento delle precipitazioni a cui si deve sommare l'aumento di evapotraspirazione ed il ritiro del ghiacciaio, la cui fusione ricordiamo contava per più del 10% tra il 2000-2017 sulla portata complessiva.

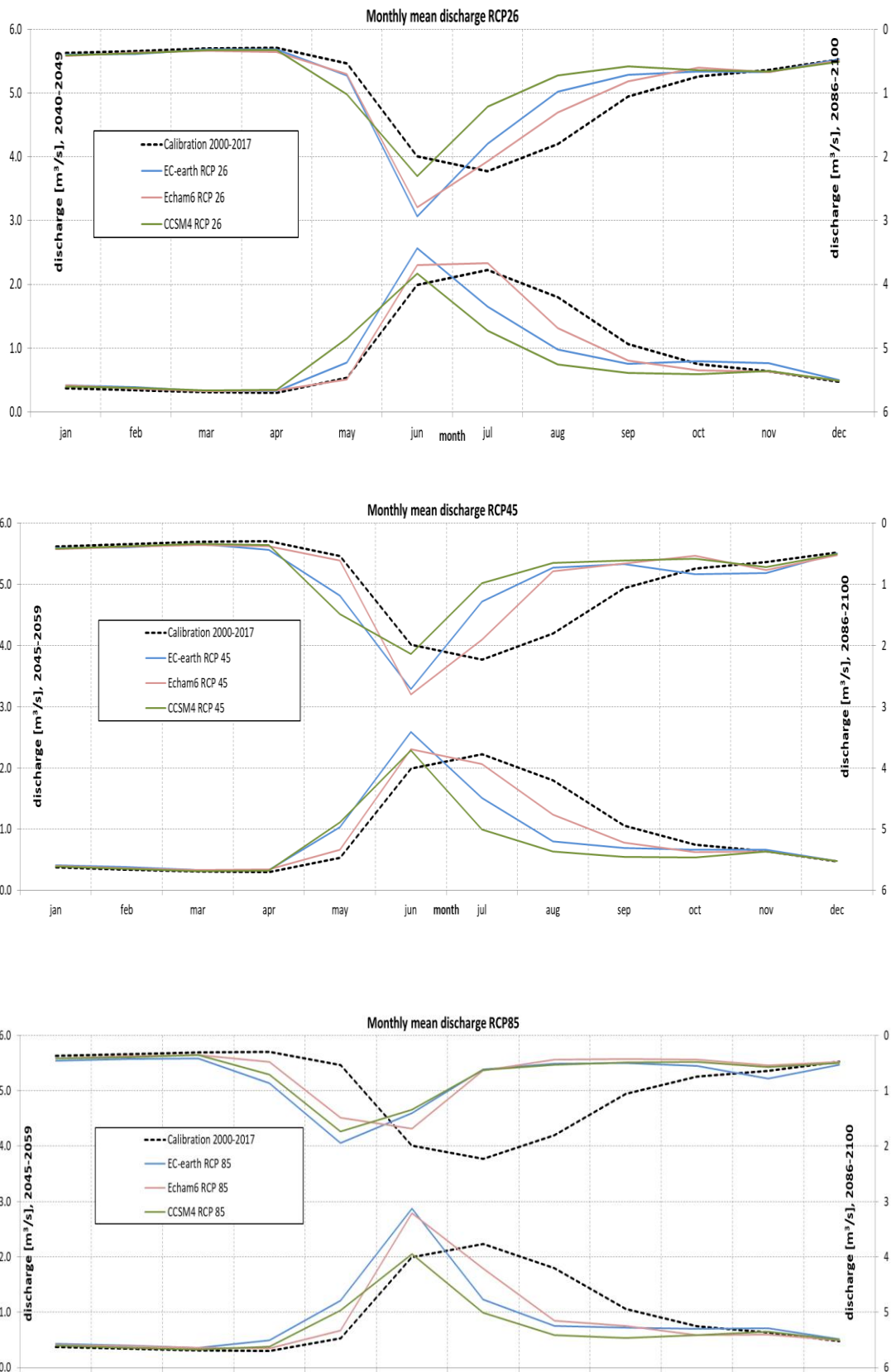


Figura 8-8 portate medie mensili scenari

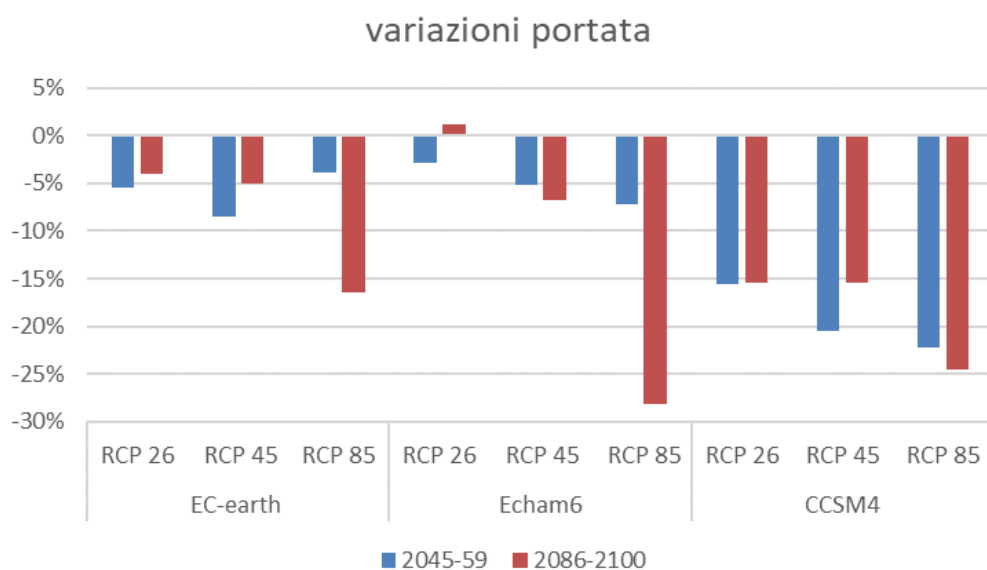


Figura 8-9 variazione portate percentuale

Portata 2045-59	jan	feb	mar	apr	may	jun	jul	aug	sep	oct	nov	dec	mean	delta %
EC-earth RCP 26	0.42	0.39	0.33	0.33	0.77	2.57	1.64	0.97	0.75	0.79	0.76	0.50	0.85	-5.5%
EC-earth RCP 45	0.41	0.38	0.33	0.34	1.03	2.59	1.51	0.80	0.70	0.67	0.67	0.48	0.83	-8.5%
EC-earth RCP 85	0.43	0.40	0.36	0.49	1.21	2.88	1.23	0.75	0.72	0.70	0.71	0.52	0.87	-3.9%
Echam6 RCP 26	0.41	0.37	0.33	0.34	0.51	2.30	2.33	1.31	0.80	0.65	0.63	0.49	0.88	-2.9%
Echam6 RCP 45	0.40	0.36	0.33	0.34	0.66	2.31	2.07	1.24	0.78	0.63	0.63	0.48	0.86	-5.2%
Echam6 RCP 85	0.41	0.39	0.35	0.35	0.67	2.79	1.79	0.85	0.76	0.59	0.60	0.50	0.84	-7.2%
CCSM4 RCP 26	0.40	0.38	0.33	0.35	1.15	2.17	1.28	0.74	0.61	0.59	0.64	0.49	0.76	-15.5%
CCSM4 RCP 45	0.39	0.35	0.31	0.33	1.11	2.29	0.99	0.64	0.54	0.54	0.64	0.48	0.72	-20.5%
CCSM4 RCP 85	0.40	0.36	0.33	0.38	1.03	2.06	0.99	0.59	0.54	0.58	0.65	0.50	0.70	-22.2%
2000-2017	0.38	0.34	0.31	0.30	0.53	1.99	2.23	1.80	1.06	0.74	0.64	0.47	0.90	

Tabella 18 portate mensili 2045-59 e variazione rispetto a periodo di calibrazione

Q 2086-2100	jan	feb	mar	apr	may	jun	jul	aug	sep	oct	nov	dec	mean	
EC-earth RCP 26	0.40	0.39	0.32	0.31	0.72	2.94	1.80	0.98	0.71	0.67	0.68	0.47	0.87	-4.0%
EC-earth RCP 45	0.41	0.40	0.34	0.43	1.19	2.71	1.28	0.73	0.67	0.83	0.81	0.49	0.86	-5.0%
EC-earth RCP 85	0.46	0.43	0.42	0.86	1.95	1.41	0.62	0.51	0.50	0.55	0.79	0.54	0.75	-16.5%
Echam6 RCP 26	0.42	0.37	0.34	0.35	0.70	2.79	2.07	1.30	0.81	0.61	0.68	0.49	0.91	1.2%
Echam6 RCP 45	0.42	0.38	0.36	0.38	0.61	2.80	1.90	0.79	0.65	0.53	0.76	0.52	0.84	-6.8%
Echam6 RCP 85	0.42	0.38	0.36	0.48	1.49	1.68	0.64	0.44	0.43	0.44	0.54	0.48	0.65	-28.1%
CCSM4 RCP 26	0.41	0.38	0.33	0.33	1.02	2.31	1.22	0.73	0.59	0.65	0.67	0.51	0.76	-15.5%
CCSM4 RCP 45	0.41	0.38	0.34	0.36	1.49	2.14	0.98	0.65	0.61	0.58	0.72	0.50	0.76	-15.5%
CCSM4 RCP 85	0.42	0.39	0.35	0.71	1.74	1.34	0.63	0.53	0.49	0.48	0.57	0.50	0.68	-24.5%

Tabella 19 portate mensili 2086-2100 e variazione rispetto a periodo di calibrazione

Contributo nivale

Analizziamo ora più in dettaglio come la fusione nivale contribuisca alla portata complessiva.

In Figura 8-10 e in Figura 8-11 sono riportate i valori medi mensili di portata nivale per i 9 scenari nei periodi di riferimento, mentre in Figura 8-12 si hanno le variazioni percentuali di queste rispetto al periodo di riferimento.

Notiamo che per RCP 2.6 il solo scenario in cui cambia sostanzialmente la portata nivale è il CCSM4, che è l'unico degli RCP 2.6 in cui sono previste minori precipitazioni; oltre alle minori precipitazioni concorrono in generale nella diminuzione delle portate nivali l'aumento delle temperature medie. Come abbiamo visto infatti il nostro modello distingue la precipitazione in pioggia o neve a seconda che la temperatura al suolo sia maggiore o minore di 0°; ne consegue che con temperature più alte diminuisce il rapporto SWE/pioggia.

Soprattutto per gli scenari RCP 4.5 e 8.6 si può notare che il picco di portata avviene, come per la fase di calibrazione, a giugno, e tende poi a diminuire più velocemente che nel 2000-2017, questo ricordiamo essere dovuto al fatto che essendo più caldo la neve tende a sciogliersi molto velocemente, ed infatti a giugno si riscontrano picchi anche di molto superiori rispetto al periodo di calibrazione (Echam6 RCP4.5 2086-2100). Nello scenario più severo, ossia l'RCP 8.6, a fine secolo si riscontrano netti cali di portata nivale ed addirittura il valore di picco viene anticipato al mese di maggio con diminuzioni della portata media superiori al 15%.

Nelle Tabella 21 e Tabella 22 sono invece riportati i dati relativi al contributo della portata nivale sulla portata totale. È interessante constatare come il contributo nivale negli scenari futuri assuma un ruolo più importante nel definire la portata complessiva, nonostante in termini assoluti la portata nivale sia minore.

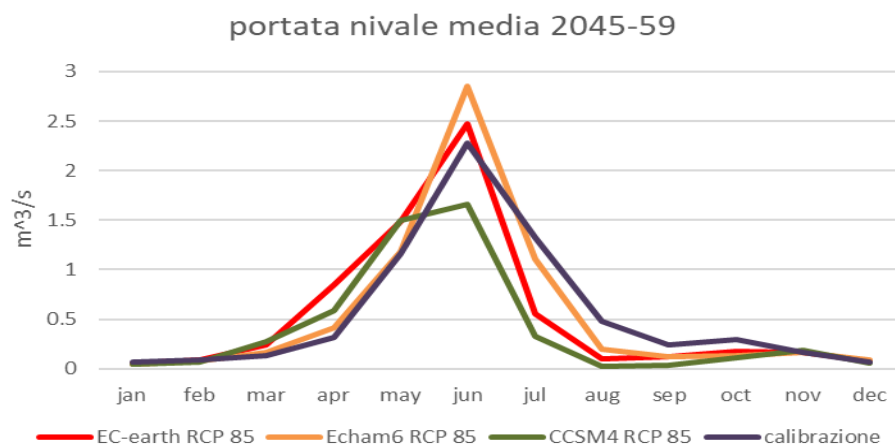
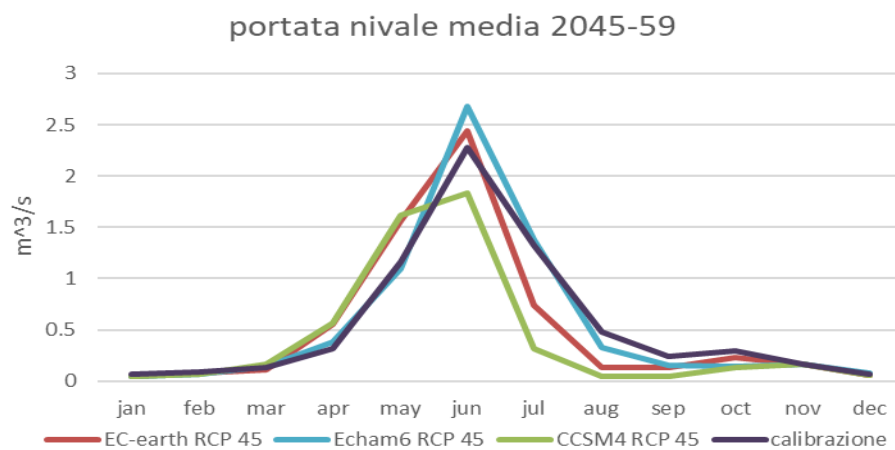
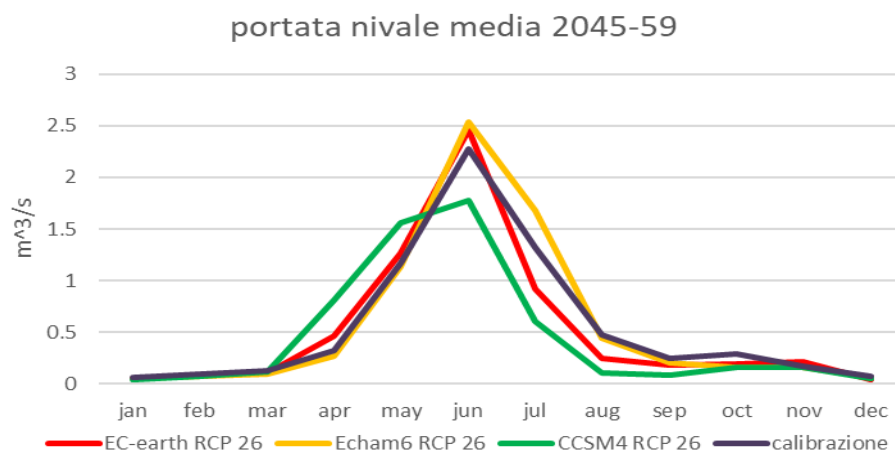


Figura 8-10 portata media nivale 2045-2059

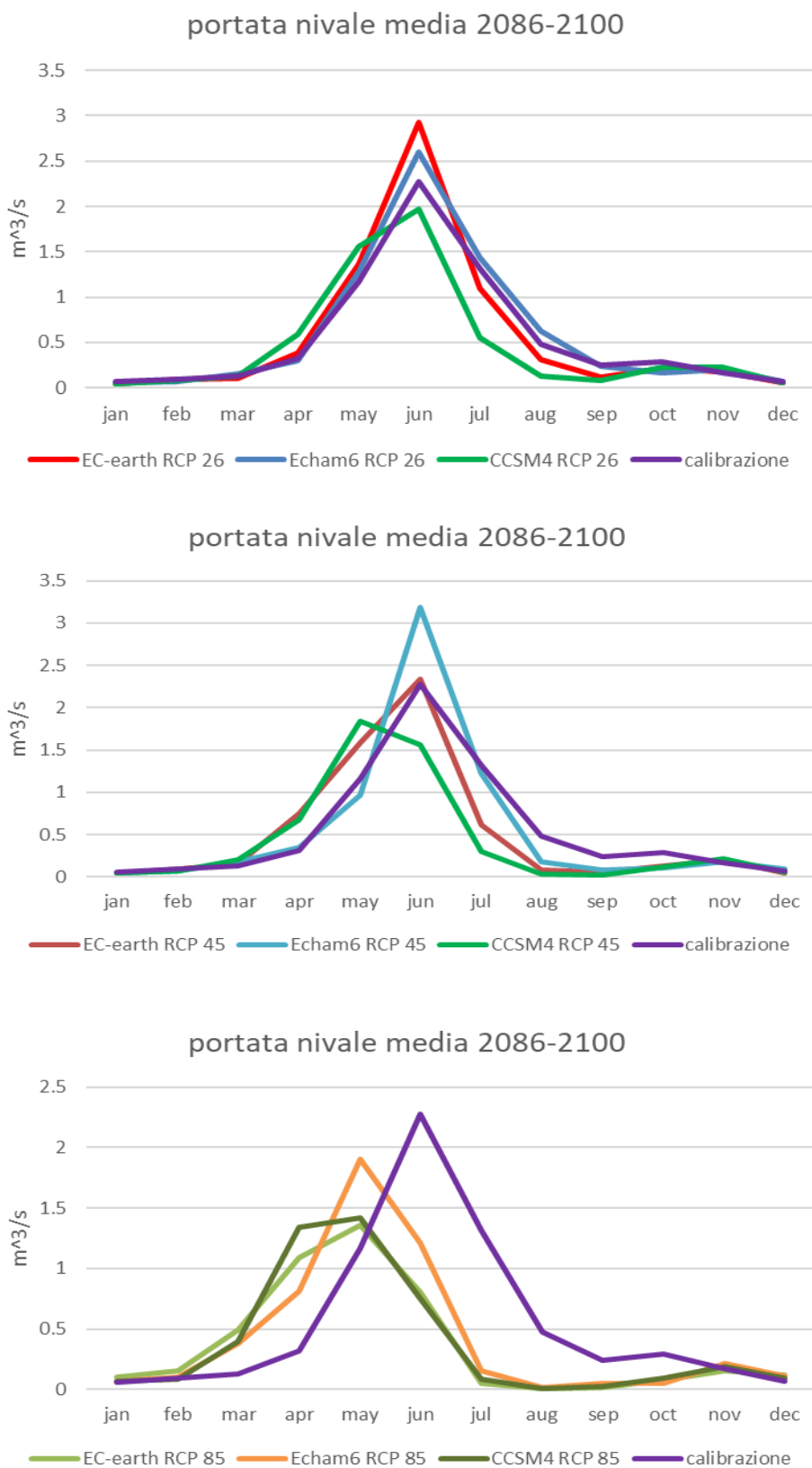


Figura 8-11 portata media nivale 2086-2100

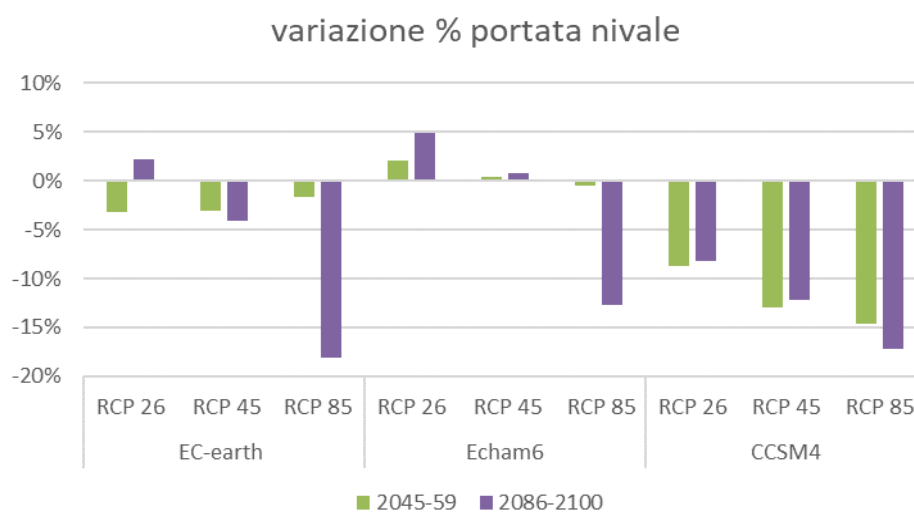


Figura 8-12 variazione percentuale portata nivale rispetto a periodo di calibrazione

CONTRIBUTO NIVALE	2045-59		2086-2100	
	media	var. %	media	var. %
EC-earth RCP 26	0.519004	-3%	0.573455	2%
EC-earth RCP 45	0.520664	-3%	0.510438	-4%
EC-earth RCP 85	0.534291	-2%	0.369943	-18%
Echam6 RCP 26	0.572257	2%	0.599734	5%
Echam6 RCP 45	0.555315	0%	0.558856	1%
Echam6 RCP 85	0.546453	0%	0.423957	-13%
CCSM4 RCP 26	0.463945	-9%	0.468831	-8%
CCSM4 RCP 45	0.421938	-13%	0.429288	-12%
CCSM4 RCP 85	0.404922	-15%	0.378874	-17%
Calibration	0.551055697			

Tabella 20 dati sintetici portata nivale

Qsnow 2045-59	jan	feb	mar	apr	may	jun	jul	aug	sep	oct	nov	dec	mean	delta
EC-earth RCP 26	12%	21%	23%	41%	59%	75%	48%	18%	16%	15%	20%	9%	41%	8.54%
EC-earth RCP 45	12%	22%	26%	44%	63%	75%	42%	11%	13%	19%	19%	11%	42%	9.38%
EC-earth RCP 85	13%	22%	32%	57%	70%	76%	34%	8%	12%	15%	17%	12%	41%	9.25%
Echam6 RCP 26	14%	19%	25%	42%	55%	77%	64%	26%	19%	15%	20%	12%	45%	12.82%
Echam6 RCP 45	13%	19%	30%	42%	58%	77%	59%	21%	13%	15%	21%	14%	43%	11.26%
Echam6 RCP 85	12%	22%	31%	42%	58%	78%	55%	16%	9%	15%	19%	15%	44%	12.09%
CCSM4 RCP 26	11%	21%	24%	54%	62%	66%	38%	10%	8%	14%	20%	12%	38%	5.53%
CCSM4 RCP 45	13%	19%	28%	43%	59%	66%	24%	4%	5%	14%	17%	13%	36%	3.65%
CCSM4 RCP 85	12%	18%	31%	45%	62%	64%	25%	3%	3%	10%	20%	12%	34%	2.12%
2000-2017	15%	19%	28%	40%	62%	73%	51%	23%	16%	22%	23%	14%	32%	

Tabella 21 contributo portata nivale 2045-59

Qsn 2086-2100	jan	feb	mar	apr	may	jun	jul	aug	sep	oct	nov	dec	mean	
EC-earth RCP 26	12%	25%	24%	41%	60%	77%	54%	22%	12%	21%	22%	11%	46%	13.33%
EC-earth RCP 45	11%	24%	29%	52%	61%	72%	41%	8%	6%	12%	19%	10%	40%	7.72%
EC-earth RCP 85	18%	29%	42%	71%	77%	48%	4%	0%	1%	7%	16%	17%	32%	0.22%
Echam6 RCP 26	14%	19%	30%	43%	54%	72%	63%	40%	22%	18%	22%	13%	47%	14.64%
Echam6 RCP 45	13%	20%	33%	42%	54%	80%	58%	17%	8%	12%	17%	15%	45%	13.23%
Echam6 RCP 85	14%	21%	34%	51%	69%	63%	20%	2%	4%	7%	22%	15%	38%	6.17%
CCSM4 RCP 26	11%	20%	25%	42%	63%	68%	37%	13%	9%	17%	22%	12%	38%	6.05%
CCSM4 RCP 45	12%	18%	30%	48%	63%	63%	24%	4%	3%	11%	20%	11%	35%	3.19%
CCSM4 RCP 85	14%	21%	35%	65%	53%	48%	10%	1%	2%	9%	20%	16%	32%	0.11%

Tabella 22 contributo portata nivale 2086-2100

Contributo glaciale

I valori di portata derivata da fusione glaciale sono quelli in cui si è registrata la maggiore variazione. Il contributo glaciale, a causa del forte ritiro del ghiacciaio, è molto basso se non nullo. Pertanto, riportiamo solo i dati relativi alla variazione percentuale di portata glaciale rispetto al periodo di calibrazione [Figura 8-13, Tabella 23 e Tabella 24]. Per tutti gli scenari la riduzione di portata glaciale è superiore all'84%, e nel periodo 2086-2100 si supera il 98%, il che significa che la portata glaciale è del tutto trascurabile. Ricordiamo che questa valeva complessivamente l'11.48 % per il periodo di calibrazione, e quindi spiega buona parte della riduzione complessiva della portata.

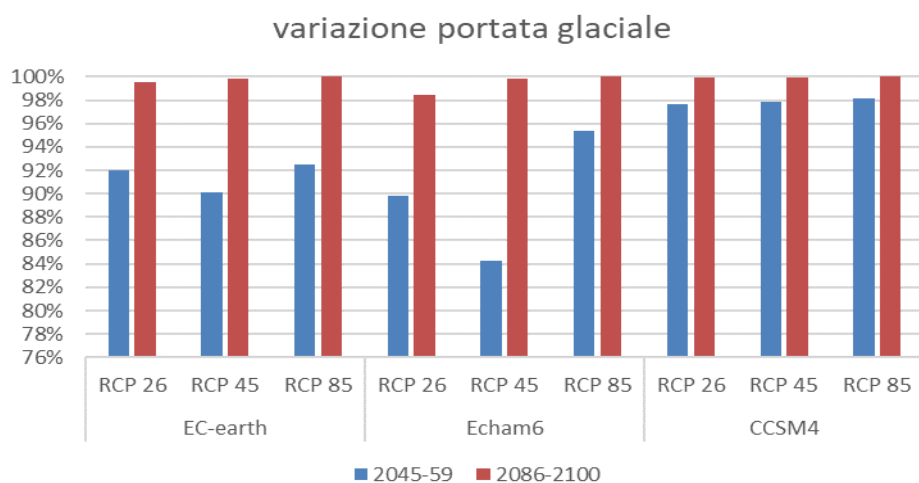


Figura 8-13 variazione percentuale portata glaciale rispetto a 2000-2017

Qice 2045-59	jan	feb	mar	apr	may	jun	jul	aug	sep	oct	nov	dec	mean	variazione su portata tot
EC-earth RCP 26	0%	0%	0%	0%	0%	0%	1%	5%	3%	1%	0%	0%	1%	-10.58%
EC-earth RCP 45	0%	0%	0%	0%	0%	0%	1%	7%	4%	1%	0%	0%	1%	-10.39%
EC-earth RCP 85	0%	0%	0%	0%	0%	0%	1%	6%	3%	1%	0%	0%	1%	-10.60%
Ecam6 RCP 26	0%	0%	0%	0%	0%	0%	1%	5%	5%	1%	0%	0%	1%	-10.31%
Ecam6 RCP 45	0%	0%	0%	0%	0%	0%	2%	9%	5%	2%	0%	0%	2%	-9.65%
Ecam6 RCP 85	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	3%	2%	1%	0%	0%	0%	-10.98%
CCSM4 RCP 26	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	2%	1%	0%	0%	0%	0%	-11.22%
CCSM4 RCP 45	0%	0%	0%	0%	0%	0%	1%	1%	1%	0%	0%	0%	0%	-11.24%
CCSM4 RCP 85	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	1%	1%	0%	0%	0%	0%	-11.27%
2000-2017	0%	0%	0%	0%	0%	2%	13%	32%	25%	10%	1%	0%	11%	

Tabella 23 contributo portata glaciale 2045-59

Qice 2086-2100	jan	feb	mar	apr	may	jun	jul	aug	sep	oct	nov	dec	average	
EC-earth RCP 26	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	-11.43%
EC-earth RCP 45	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	-11.47%
EC-earth RCP 85	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	-11.42%
Ecam6 RCP 26	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	1%	1%	0%	0%	0%	0%	-11.32%
Ecam6 RCP 45	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	-11.47%
Ecam6 RCP 85	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	-11.48%
CCSM4 RCP 26	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	-11.48%
CCSM4 RCP 45	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	-11.48%
CCSM4 RCP 85	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	-11.48%

Tabella 24 contributo portata glaciale 2086-2100

CAPITOLO 9 SCENARI DI PRODUZIONE ENERGIA IDROELETTRICA

Nel seguente capitolo vengono studiate le ricadute delle variazioni di portata analizzate negli scenari GCM sulla produttività della centrale idroelettrica di Morasco.

Si assume che la produzione di energia idroelettrica continuerà a rivestire un ruolo importante nella produzione di energia elettrica nel 21° secolo. Se questa ipotesi appare verosimile per il periodo di controllo 2045-59, lo stesso non si può dire per il periodo 2086-2100, dove nuove fonti di energia, come la fusione nucleare, potrebbero rendere obsolete le centrali idroelettriche.

Dai dati di portata elaborati per gli scenari futuri possiamo già dedurre che la produzione complessiva di energia subirà un calo più o meno rilevante a seconda dello scenario analizzato. Tuttavia, il ricavo dell'impianto dipende anche dal prezzo dell'energia idroelettrica, di cui necessitiamo una stima per poter inserirla nei dati in input del modello precedentemente descritto al Capitolo 5 il prezzo dell'energia elettrica.

9.1 Modello previsione prezzi energia

Dalla liberalizzazione dell'energia elettrica si sono diffusi molti modelli di stima dei prezzi, suddivisi da Weron (2014) nelle seguenti tipologie:

- Modelli Multi-Agente; si basano sulla definizione di un agente che si esprime come il sistema dopo una calibrazione
- Modelli Parametrici; in cui l'utilizzo di diversi parametri permette la descrizione del sistema
- Modelli Ridotti: si applica una trasformazione al prezzo dell'energia, spesso attraverso la funzione logaritmo

- Modelli Statistici; vengono applicati modelli statistici regressivi o auto-regressivi
- Modelli Computazionali; sono modelli a reti neurali in cui un insieme di networks interagisce tra loro descrivendo il sistema

9.1.1 Struttura modello utilizzato

Si è utilizzato in questo elaborato il modello proposto da Bombelli (2018) che utilizza un ibrido tra il modello parametrico ed uno statistico.

I prezzi vengono descritti dalla seguente equazione:

$$P(t) = e^{g(t)+x(t)} + e^{x(t)} = G(t) + e^{x(t)}$$

Equazione 9-1

Dove:

- $P(t)$ è il prezzo orario in [e=MWh]
- $G(t)$ è la parte deterministica del modello, che viene legata alla domanda energetica, che sarà anch'essa da stimare, ed al giorno e ora della settimana (ricordiamo che oltre ad avere una variabilità giornaliera la domanda di energia varia su base settimanale, infatti nel fine settimana molte aziende sono inattive e non fanno uso di corrente elettrica)
- $x(t)$ è la parte probabilistica del prezzo, che viene legata ad una variabile casuale con distribuzione normale

9.1.2 Stima della domanda di energia

Come detto il prezzo dell'energia viene legato alla domanda, che a sua volta può essere correlata al prodotto interno lordo (GDP) ed al valore di temperatura media giornaliera $T(t)$. Infatti, al crescere delle attività produttive di un Paese cresce anche il fabbisogno energetico.

Il legame della domanda di energia con la temperatura invece non può essere espresso tramite una funzione monotona, perché la necessità di climatizzare gli ambienti, che ha grande incidenza sul consumo energetico complessivo, lo si ha sia per temperature basse che per temperature alte. Per individuare questi due range di temperatura si utilizzano i coefficienti *HDD* e *CDD*, ovvero Heating Degree Day e Cooling Degree Day.

Mentre per valutare la domanda di energia connessa ad i due parametri sopra citati possiamo usare i dati di temperatura dei GCM, per valutare il GDP futuro si sono utilizzate le stime fornite dall'OCSE, l'Organizzazione per la Cooperazione e lo Sviluppo Economico.

9.2 Risultati modello prezzi

Di seguito vengono riportati i grafici relativi alle variazioni di prezzo dell'energia elettrica per i periodi di controllo (2045-59 e 2086-2100). Per sintesi, i risultati sono raggruppati per i 3 valori di RCP (2.6, 4.5 e 8.5 W/m²) utilizzati, facendo quindi una media dei vari modelli (ECHAM6, EC-EARTH, CCSM4).

In Figura 9-1 e Figura 9-2 sono rappresentati i prezzi medi mensili di energia ottenuti per i periodi di riferimento. Mentre nel primo periodo per le 3 serie si ha quasi completa sovrapposizione, per il 2086-2100 le tre serie si differenziano in modo significativo, a causa delle maggiori differenze di temperatura che si hanno per i vari scenari a fine secolo. In particolare, notiamo che per RCP 8.5, rispetto agli altri due modelli, si hanno prezzi più elevati d'estate e più bassi d'inverno; questo è dovuto al fatto che mentre d'estate aumenta il fabbisogno di climatizzare gli ambienti, d'inverno le temperature più miti diminuiscono la necessità di riscaldamento.

In Figura 9-3 è rappresentata la variazione del prezzo dell'energia medio annuo rispetto al periodo di riferimento. Come si vede il modello prevede rialzi molto significativi del prezzo dell'energia per entrambi i periodi, in particolare per fine secolo, in cui si hanno rincari superiori al 150%.

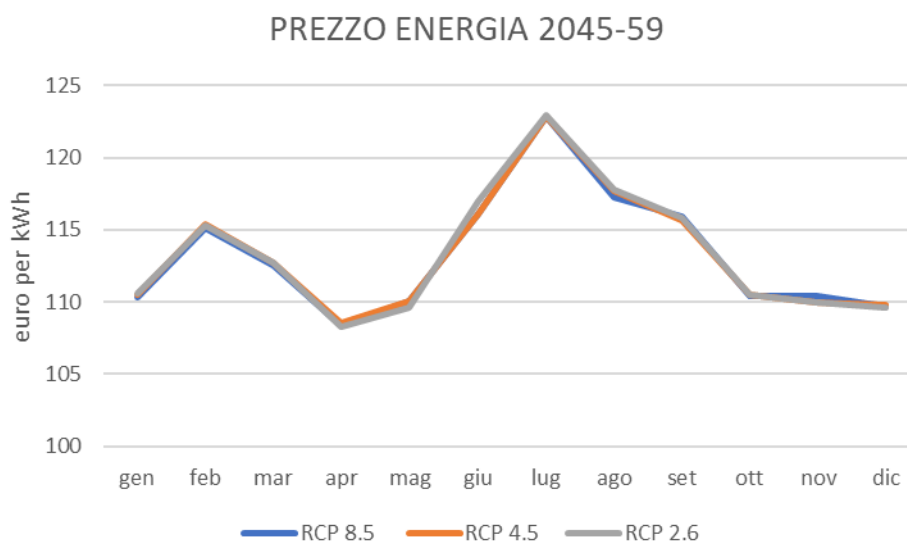


Figura 9-1 prezzo energia mensile periodo 2045-59

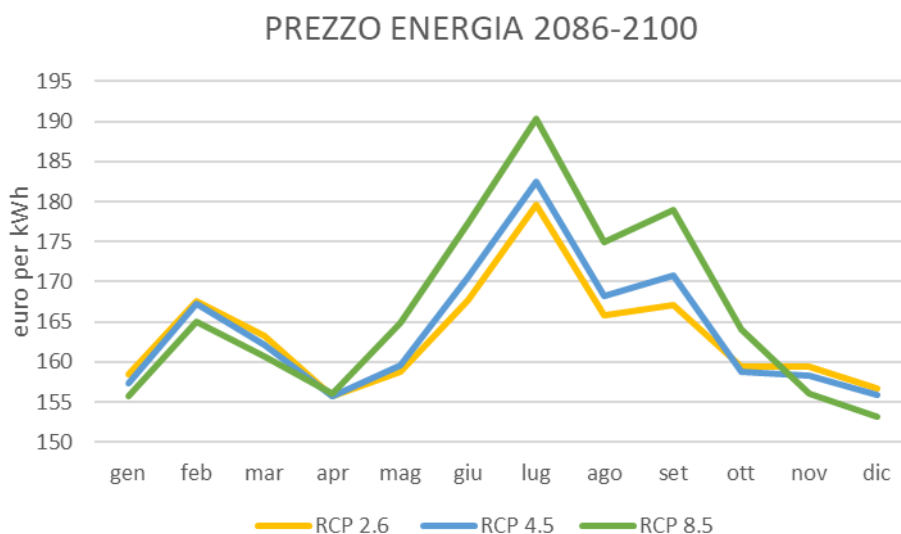


Figura 9-2 prezzo energia mensile periodo 2086-2100

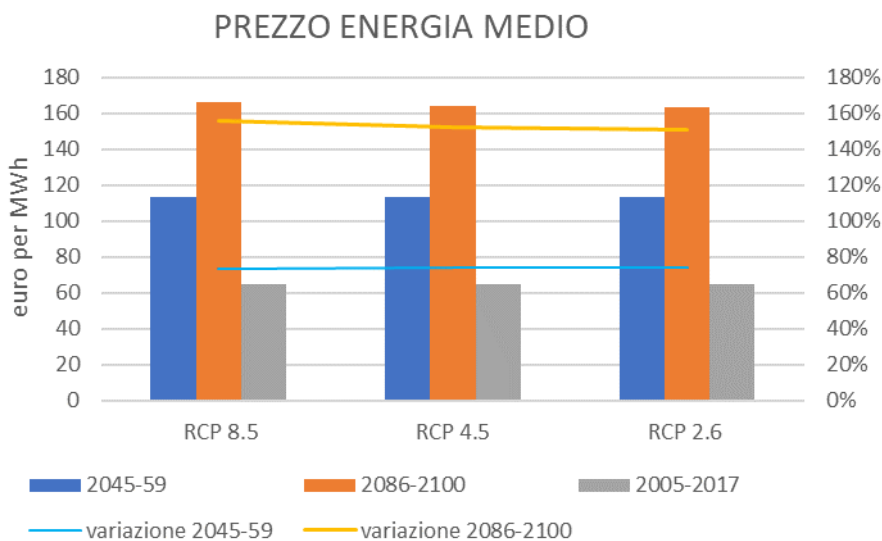


Figura 9-3 variazione prezzi energia rispetto a 2005-2017

9.3 Risultati modello ottimizzazione produzione

Una volta stimati i prezzi possiamo implementare il modello per l'ottimizzazione dell'energia elettrica. Come fatto per i prezzi, riporteremo i risultati delle variabili di interesse (volume invasato, energia prodotta, ricavo) suddivisi per valore di RCP sui due periodi di controllo.

9.3.1 Volume invasato

Sono di seguito riportati in Figura 9-4 e Figura 9-5 il volume d'acqua invasato medio mensile per i periodi di riferimento. Anche in questo caso le tre serie nel periodo di metà secolo hanno un andamento simile, e solo generalmente più vicine alla capacità d'invaso del serbatoio (43 mil. m³) rispetto agli scenari di fine secolo.

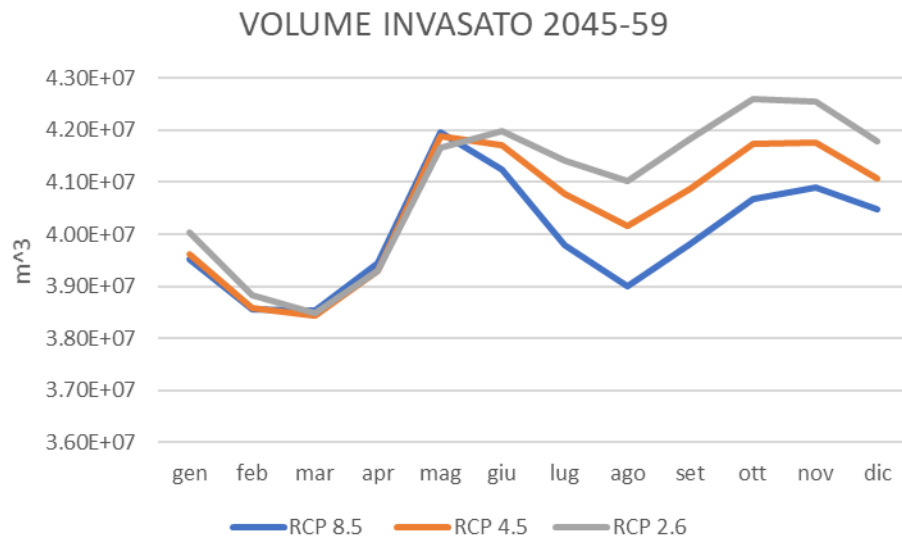


Figura 9-4 volume invasato 2045-59

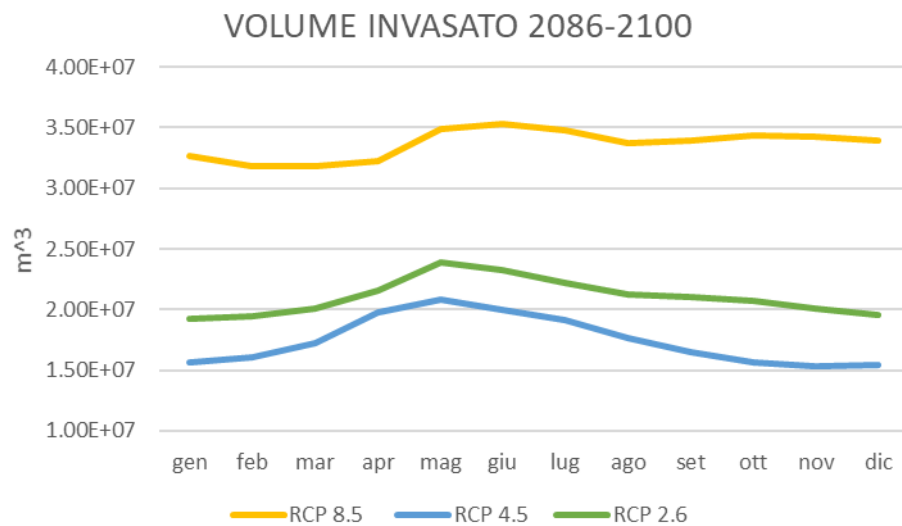


Figura 9-5 volume invasato 2086-2100

9.3.2 Energia prodotta

In Figura 9-6 sono riportati i dati in MWh dell'energia prodotta per i due scenari e le variazioni rispetto al periodo di riferimento 2005-2015.

Ancora una volta possiamo apprezzare differenze significative per i tre scenari solo a fine secolo, dove la produzione di energia elettrica, proporzionale alla portata media annua, è significativamente minore per lo scenario RCP 8.5, in cui si hanno cali di produzione del 29%. È interessante notare come in questo scenario non si registri il picco di produzione nel mese di luglio, come negli altri 5 casi, ma il dato di produzione si assesta in modo più o meno costante per tutta l'estate.

Per gli scenari RCP 2.6 il calo di produzione rimane compreso tra il 10% ed il 15%.

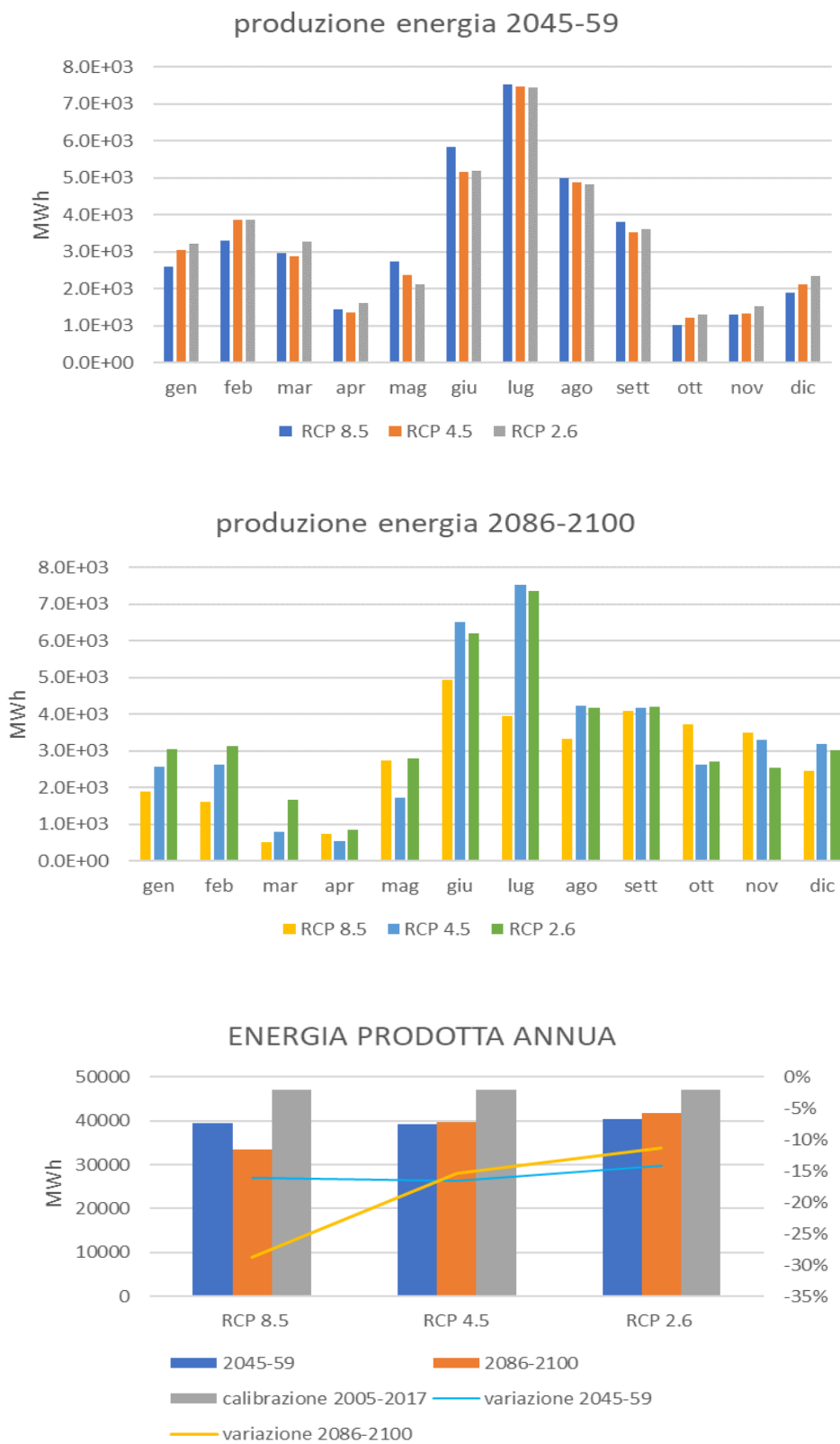


Figura 9-6 produzione energia idro-elettrica per scenari futuri

9.3.3 Ricavo impianto

Ricordiamo che il ricavo è dato dal prodotto tra energia prodotta ed il suo prezzo. Per la prima abbiamo stimato una riduzione rilevante in molti scenari, mentre per la seconda si è stimato un rialzo molto significativo.

Dalla Figura 9-7 ricavi centrale Morasco per scenari futuri notiamo come la redditività dell'impianto aumenta con il procedere del tempo e diminuisce con l'aumentare dell'RCP.

Rispetto al ricavo nel periodo 2005-2017 in Figura 5-9 a pag. 111 si nota che il picco di ricavo estivo è più accentuato, a meno che nello scenario RCP 8.5 nel 2086-2100, in cui si fa i conti con una ridotta disponibilità d'acqua.

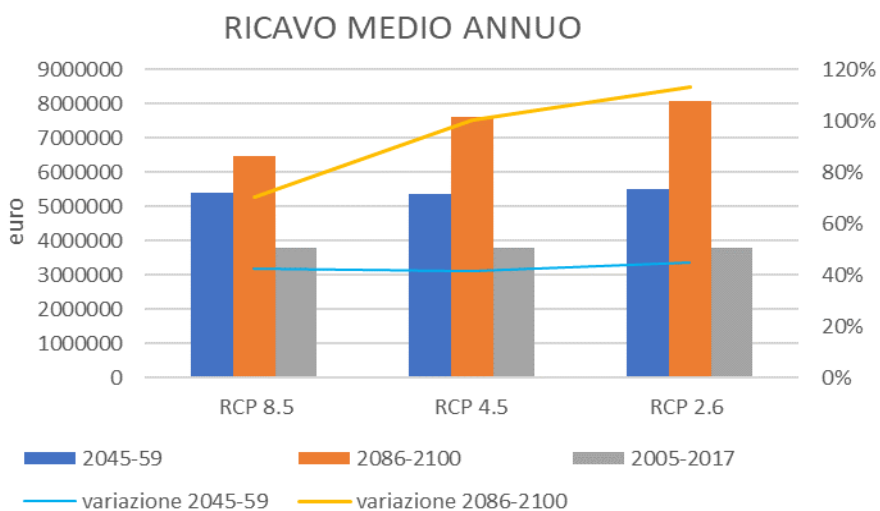
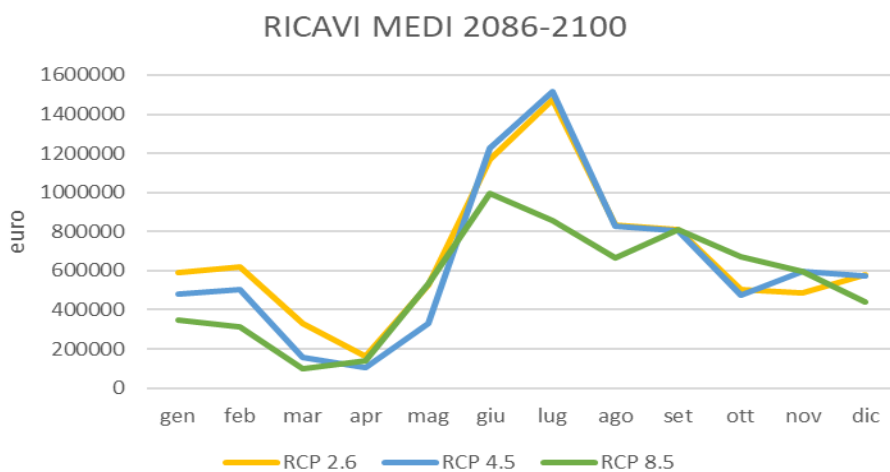
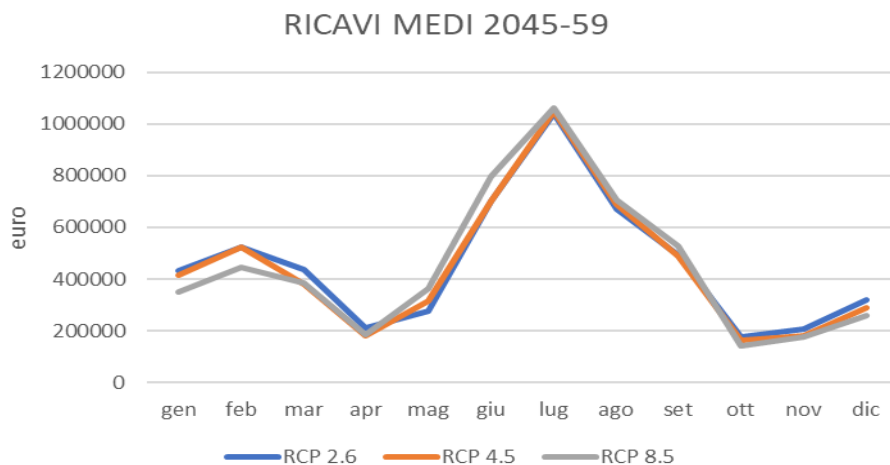


Figura 9-7 ricavi centrale Morasco per scenari futuri

Tabella sintetica

Nella seguente tabella sono riportati in sintesi i dati relativi a prezzo dell'energia, ricavi e produzione per i due periodi di riferimento.

		PREZZO MWh/eu	DELTA PREZZO	RICAVO euro	DELTA RICAVO	ENERGIA MW	DELTA ENERGIA
2045-59	RCP 2.6	113.35	74.4%	5.49E+06	44.6%	4.03E+04	-14.2%
	RCP 4.5	113.31	74.4%	5.37E+06	41.6%	3.92E+04	-16.6%
	RCP 8.5	113.25	74.3%	5.40E+06	42.3%	3.94E+04	-16.1%
2086- 2100	RCP 2.6	163.29	151.2%	8.09E+06	113.1%	4.17E+04	-11.3%
	RCP 4.5	163.95	152.3%	7.60E+06	100.1%	3.98E+04	-15.3%
	RCP 8.5	166.42	156.1%	6.47E+06	70.3%	3.35E+04	-28.8%

Tabella 25 sintesi dati di produzione impianto e variazioni rispetto a periodo di calibrazione

CAPITOLO 10 CONCLUSIONI E SVILUPPI FUTURI

Da quanto finora esposto, emerge chiaramente il forte impatto dell'attività antropica sul ghiacciaio del Sabbione. Questo avviene sia in modo indiretto, con il riscaldamento globale, sia in modo diretto, con la costruzione della diga, che, come abbiamo visto, ha accelerato in modo notevole il ritiro del ghiacciaio.

Dalla fine della Piccola Era Glaciale (1850 circa) a oggi il ghiacciaio del Sabbione ha subito una drastica riduzione di superficie, dando luogo a diverse frazioni di ghiacciaio tra loro indipendenti rispetto al corpo unico presente in origine.

Nel solo periodo da noi studiato (2000-2017) si è misurata una perdita di superficie del 36% (da 4,23 a 2,71 km²) e si è stimata una riduzione del volume del 56%.

La presenza di crepacci sempre più ampi e diffusi, il forte ritiro della fronte, ed i risultati del modello idrologico per gli scenari futuri lasciano presagire la scomparsa del ghiacciaio nell'arco di pochi decenni.

La centrale idroelettrica ha fino ad ora giovato del ritiro del ghiacciaio, contribuendo questo per circa l'11.5 %, secondo la nostra stima, al volume d'acqua che ogni anno viene invasato dalla diga; inoltre il contributo glaciale è particolarmente rilevante nel mese di luglio [Figura 4-18 e Figura 4-22] in cui in Italia si ha massimo consumo di energia [Figura 10-1].

Quando verrà a mancare questo contributo d'acqua nel futuro, l'impianto potrà contare solo sugli afflussi meteorici, la cui variazione fornita dai modelli GCM non è univoca: per il periodo di controllo di metà secolo in 6 scenari su 9 la precipitazione risulta aumentare, con una variazione che va dal +10% al -7%, mentre nel periodo 2086-2100 si hanno variazioni dal +13% al -12% con sempre 6 scenari su 9 con variazione positiva.

Tuttavia, le variazioni positive di precipitazione non paiono, nella maggior parte degli scenari, compensare il mancato contributo glaciale e l'aumento di evapotraspirazione, dovuto al rialzo delle temperature, e si registra per RCP 8.5 un calo medio di produzione del -16% per il periodo 2045-59 e -29% per il 2086-2100.

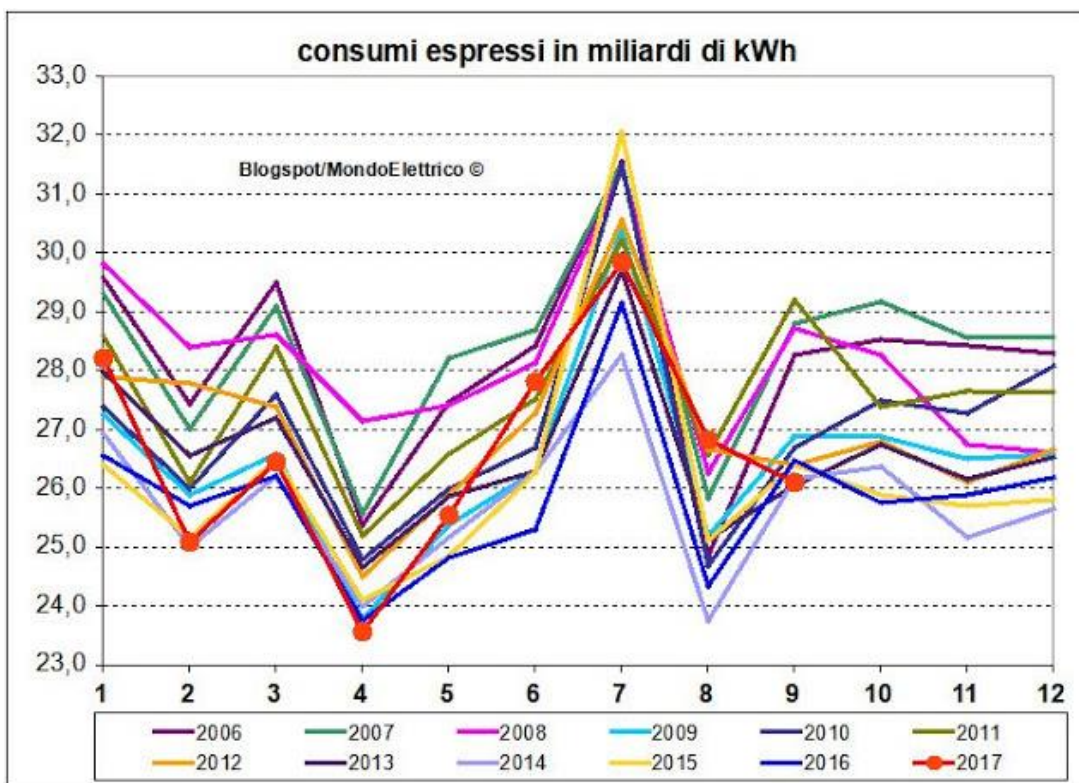


Figura 10-1 domanda mensile energetica in Italia [fonte TERNA]

10.1 Problematiche del modello

La corretta modellazione di un bacino è una delle pratiche più complesse all'interno dell'idrologia.

Nel caso specifico si sono riscontrate le seguenti difficoltà:

- Mancanza di dati di portata da confrontare con quelli del modello
- Serie di dati meteo parziali con presenza di valori *outlier*, in particolare per quanto riguarda le serie di neve al suolo, da cui non si è potuta calibrare correttamente la fusione nivale

- Numero di letture alle paline per fusione glaciale insufficiente sia per quantità che per rappresentatività del ghiacciaio, essendo limitate ad una frazione del ghiacciaio Meridionale
- Variabilità di precipitazioni e nevicate per vasto range di temperatura; questo rende impreciso il modello di trasformazione delle precipitazioni secondo la temperatura media
- Tracce GPR a disposizione sono allocate su minima parte del ghiacciaio ed a troppi anni di distanza dall'inizio del periodo di calibrazione perché possano essere utilizzate per la preparazione dell'altezza iniziale del ghiacciaio da inserire in input al modello
- La dimensione del DEM usata (25x25m) è insufficiente per cogliere le variazioni di pendenza del terreno in corrispondenza del ghiacciaio, e non permette di rappresentare correttamente il ritiro del ghiacciaio Settentrionale, che da misure si attesta essere attorno ai 9 metri anno
- La formula usata per stimare l'altezza iniziale del ghiacciaio non è adatta a rappresentare con precisione lo spessore del ghiacciaio, specialmente nella zona d'ablazione, e risente molto delle dimensioni del filtro usate per il DEM
- La formula per il calcolo dell'evapotraspirazione di Hargreaves (1985) è stata introdotta con finalità irrigue e potrebbe condurre ad errori per il calcolo dell'ETP in bacini montani, inoltre per il lago si è utilizzata la stessa formula per terreno saturo, compiendo probabilmente una sottostima
- La formula per il calcolo della portata sub-superficiale non ha avuto modo di essere calibrata, ed il valore di permeabilità utilizzato di default potrebbe non essere verosimile

10.2 Sviluppi futuri

Il lavoro qui presentato potrebbe essere integrato con ulteriori dati al fine di migliorare la precisione della calibrazione.

Sarebbe opportuno ricalibrare i parametri di fusione nivale e glaciale con nuove misure più accurate del livello di neve e ghiaccio. In particolare, è necessario installare le paline in modo più diffuso sul ghiacciaio e prendere le letture solo negli intervalli di tempo in cui non è presente neve sul ghiacciaio. In questo modo si renderebbe indipendente la calibrazione dei

parametri per la fusione glaciale rispetto alla fusione nivale, aumentando la precisione della stima.

L'attuale spessore del ghiacciaio è un elemento chiave per stimarne correttamente il ritiro, una campagna per il tracciamento di diverse serie GPR è quindi necessaria perché queste possano essere spazializzate ed ottenere una stima precisa dello spessore su tutto il corpo glaciale.

Come detto, l'acqua una volta turbinata, viene passata al lago di Morasco, che a sua volta è regolato artificialmente e sfruttato per la produzione di energia idroelettrica. Si potrebbe implementare il modello di ottimizzazione della produzione tenendo conto di entrambe le centrali in contemporanea.

Riferimenti bibliografici

Ahlmann, H.W. 1935: Scientific results of the Norwegian-Swedish Spitzbergen expedition 1934, Part 5: The Fourteenth of July Glacier. *Geografiska Annaler* 17, 167–218.
— 1948: Glaciological Research on the north Atlantic coasts. Research Series No. 1. London: Geographical Society, 83 pp.

AILI, T. (2017). Effetti del cambiamento climatico sulla produzione degli impianti idroelettrici a serbatoio della Valmalenco.

Allan, R.P., Liu, C., Zahn, M. et al. *Surv Geophys* (2014) 35:533

B. Schaepli, B. Hingray, A. Musy. Climate change and hydropower production in the Swiss Alps: quantification of potential impacts and related modelling uncertainties. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, European Geosciences Union, 2007, 11 (3), pp.1191-1205

Bocchiola, D., Mihalcea, C., Diolaiuti, G., Mosconi, B., Smiraglia, C., & Rosso, R. (2010). Flow prediction in high altitude ungauged catchments: a case study in the Italian Alps (Pantano Basin, Adamello Group). *Advances in Water Resources*, 33(10), 1224-1234.

BOMBELLI, G. (2018). L'influenza del cambiamento climatico sulla produzione idroelettrica dei grandi serbatoi lombardi.

Bradley, R S and Jones, P D (1993) 'Little Ice Age' Summer Temperature Variations: their Nature and Relevance to Recent Global Warming Trends, *Holocene*, 3, 367–376.
Grove, J M (1988) *The Little Ice Age*, Methuen, London

Braithwaite, R.J. and Zhang, Y. 1999: Modelling changes in glacier mass balance that may occur as a result of climate changes. *Geografiska Annaler* 81A, 489–496.

Brunetti, M., Lentini, G., Maugeri, M., Nanni, T., Auer, I., Bohm, R., Schoner, W., "Climate variability and change in the Greater Alpine Region over the last two centuries based on multi-variable analysis" *Int. J. Climatol.* , 29, 2197-2225 (2009)

Budd, W. F., Jenssen, D., (1975). Numerical modeling of glacier systems. Snow and Ice Symposium Neiges et Glaces (Proceedings of the Moscow Symposium, August 1971; Actes du Colloque de Moscou, aout IAHS-AISH Publ. No.104.

Buizza, M., (2014). Hydro-Glaciological Modelling for the Dudh Kosi River basin, Nepal.

Casale, S. (2011). Analisi dell'evoluzione multitemporale del Ghiacciaio Meridionale del Sabbione (Val Formazza; Gruppo Arbola) mediante tecniche geomatiche (Doctoral dissertation, Master thesis, Applied and Environmental Geology, University of Turin, unpublished).

D'Agata, C., Bocchiola, D., Soncini, A., Maragno, D., Smiraglia, C., & Diolaiuti, G. A. (2018). Recent area and volume loss of Alpine glaciers in the Adda River of Italy and their contribution to hydropower production. *Cold Regions Science and Technology*, 148, 172-184.

Diolaiuti, G., Bocchiola, D., D'agata, C., & Smiraglia, C. (2012). Evidence of climate change impact upon glaciers' recession within the Italian Alps. *Theoretical and Applied Climatology*, 109(3-4), 429-445.

Duval, P., Montagnat, M., Grennerat, F., Weiss, J., Meyssonnier, J., & Philip, A. (2010). Creep and plasticity of glacier ice: a material science perspective. *Journal of Glaciology*, 56(200), 1059-1068.

Frank Paul & Andreas Linsbauer (2012) Modeling of glacier bed topography from glacier outlines, central branch lines, and a DEM, *International Journal of Geographical Information Science*, 26:7, 1173-1190,

Garavaglia, R., Marzorati, A., (2012). Modellazione monodimensionale di dinamica glaciale e bilancio di massa sul ghiacciaio dei forni.

Groppelli, B., Bocchiola, D., & Rosso, R. (2010). Precipitation downscaling using random cascades: a case study in Italy. *Advances in Geosciences*, 26, 39-44.

Gruber, S., & Haeberli, W. (2007). Permafrost in steep bedrock slopes and its temperature-related destabilization following climate change. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 112(F2).

Hargreaves, G. H. (1973). The estimation of potential and crop evapotranspiration. American Society of Agricultural Engineering.

Hock, R. (2005). Glacier melt: a review of processes and their modelling. *Progress in physical geography*, 29(3), 362-391.

Hoelzle, M. and Haeberli, W., 1995. Simulating the effects of mean annual air-temperature changes on permafrost distribution and glacier size: an example from the Upper Engadin, Swiss Alps. *Annals of Glaciology*, 21, 399-405.

IPCC (2007) Climate Change 2018: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Summary for policymakers.

Jones, P D, Briffa, K R, Barnett, T P, and Tett, S F B (1998) High-resolution Palaeoclimatic Records for the Last Millennium: Interpretation, Integration and Comparison with General Circulation Model Control Run Temperatures, *Holocene*, 8, 477-483

Jouvet, G., et al., 2009. Numerical simulation of Rhonegletscher from 1874 to 2100. *Journal of Computational Physics*, 228 (17), 6426-6439.

Laumann, T. and Reeh, N. 1993: Sensitivity to climate change of the mass balance of glaciers in southern Norway. *Journal of Glaciology* 39, 656-665.

Le Meur, E., et al., 2007. Disappearance of an Alpine glacier over the 21st century simulated from modeling its future surface mass balance. *Earth and Planetary Science Letters*, 261 (3-4), 367-374.

Maisch, M. (2000). The long-term signal of climate change in the Swiss Alps: Glacier retreat since the end of the Little Ice Age and future ice decay scenarios. *Geogr. Fis. Dinam. Quat*, 23, 139-151.

Mann, M E, Bradley, R S, and Hughes, M K (1998) Global-scale Temperature Patterns and Climate Forcing Over the Past Six Centuries, *Nature*, 392, 779–787.

Mann, M E, Bradley, R S, and Hughes, M K (1999) Northern Hemisphere Temperatures during the Past Millennium: Inferences, Uncertainties, and Limitations, *Geophys. Res. Lett.*, 26, 759–762.

Martinec, J., (1960). The degree-day factor for snowmelt runoff_ forecasting. IUGG General Assembly of Helsinki, IAHS Commission of Surface Waters, (51), 468-477.

Mazza A., Mercalli L. (1992) – Il Ghiacciaio Meridionale dell'Hohsand (Alta Val Formazza): un secolo di evoluzione climatica e rapporti con la produzione idroelettrica. *Oscellana-Rivista della Val d'Ossola*, XXII, N.1, Gennaio-Marzo 1992, pp 30-44

Oerlemans, J., (2001). *Glaciers and climate change*, 148 pp., A. A. Balkema Publishers, Brookfield, Vt.

Oerlemans, J., Anderson, B., Hubbard, A., Huybrechts, P., Johannesson, T., Knap, W.H. and Schmeits, M. 1998: Modelling the response of glaciers to climate warming. *Climate Dynamics* 14, 267–74.

PARO, L. (2012). Permafrost e forme periglaciali alle falde del corno di ban. *L'ambiente glaciale e periglaciale dei Sabbioni (Hohsand)*. Formazza, 2007-2013.

Paterson, W S. B., (1994). *The physics of glaciers*. Third edition. Oxford, etc., Elsevier.

Pelfini, M., Smiraglia, C., & Diolaiuti, G. (2002). I Ghiacciai della Val Sissone (Valtellina, Alpi Retiche) e la loro storia olocenica. *Il Quaternario*, 15, 3-9.

Pellicciotti, F., Brock, B., Strasser, U., Burlando, P., Funk, M. & Corripio, J., (2005). "An enhanced temperature-index glacier melt model including the shortwave radiation balance: development and testing for Haut Glacier d'Arolla, Switzerland", *Journal of Glaciology* 51(175), 573-587.

Premoli, G., Confortola, G., Maggioni, M., Freppaz, M., Ceaglio, E., & Bocchiola, D. (2014, September). A 1D model of snow-gliding: the case study of Mont de la Saxe (NW Italian Alps). Oral presentation, CGI Congress Turin.

Schuur, E. A., Bockheim, J., Canadell, J. G., Euskirchen, E., Field, C. B., Goryachkin, S. V., ... & Mazhitova, G. (2008). Vulnerability of permafrost carbon to climate change: Implications for the global carbon cycle. *AIBS Bulletin*, 58(8), 701-714.

Smiraglia, C., & Diolaiuti, G. (2015). *Il nuovo Catasto dei Ghiacciai Italiani*. Ev-K2-CNR. ed., Bergamo (Italy).

Sverdrup, H.U. 1935: Scientific results of the Norwegian-Swedish Spitzbergen Expedition in 1934. Part IV. The ablation on Isachsen's plateau and on the Fourteenth of July Glacier in relation to radiation and meteorological conditions. *Geografiska Annaler* 17, 145–66. — 1936: The eddy conductivity of the air over a smooth snow field. *Geofysiske Publikasjoner* 11, 5–69.

Valt, M., Chiambretti, I., & Dellavedova, P. (2014, May). Fresh snow density on the Italian Alps. In *EGU General Assembly Conference Abstracts* (Vol. 16).

Vanuzzo, C.(2001). The glacier retreat in Valle d'Aosta (Western Italian Alps) from the Little Ice Age to the second half of the 20th Century: linear, areal, volumetric and equilibrium line altitude changes. *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*, 24, 99-113.

Walcher, J. 1773: *Nachrichten von den Eisbergen in Tyrol*. Wien, 99 pp

Wallinga, J., van de Wal, R.S.W., (1998). Sensitivity of Rhonegletscher, Switzerland, to climate change: experiments with a one-dimensional flowline model. *Journal of Glaciology*, 44(147), 383-393.

Warren, S. G., & Wiscombe, W. J. (1980). A model for the spectral albedo of snow. II: Snow containing atmospheric aerosols. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 37(12), 2734-2745.

Weertman, J., (1957). "On the sliding of glaciers", *J. Glaciol* 3(21), 33-38.

Weron, R. (2014). Electricity price forecasting: A review of the state-of-the-art with a look into the future. *International journal of forecasting*, 30(4), 1030-1081.

World Meteorology Organization (WMO) 1986: Intercomparison of models for snowmelt runoff. Operational Hydrology Report 23 (WMO no. 646).

