

POLITECNICO DI MILANO

Scuola di Ingegneria Civile, Ambientale e Territoriale

Corso di Laurea in Ingegneria per l'Ambiente e il Territorio



***La valutazione della disponibilità
idroelettrica futura del torrente Anza a
Ceppo Morelli***

Relatore:

Prof. Ing. Carlo De Michele

Correlatore:

Ing. Francesco Avanzi

Tesi di Laurea di:

Marco BONGIO

Matr. 800682

Anno Accademico 2013/2014

“Non cercare di diventare un uomo di successo, ma piuttosto un uomo di valore”

Albert Einstein

ABSTRACT

I recenti cambiamenti osservati nel regime idrologico e climatico delle aree montane poste alle medie latitudini rendono di estrema rilevanza la modellazione delle dinamiche dei bacini idrografici dominati dalla componente glaciale e nivale. Tali regioni stanno subendo importanti modifiche sia dal punto di vista morfologico, con l'arretramento dei ghiacciai, l'aumento della franosità, la diminuzione del numero di giorni con neve al suolo, sia del regime delle portate, con l'anticipazione dei picchi di piena primaverili e lo spostamento verso una dinamica più impulsiva. Obiettivo di questo lavoro è la quantificazione degli effetti di tali cambiamenti sulla produzione di energia idroelettrica presso la centrale di Battigio, posta in mezzeria della Valle Anzasca, ai piedi del Monte Rosa. Inizialmente si è implementato un modello concettuale afflussi-deflussi a fasce altimetriche che simula i principali processi fisici che contribuiscono alla formazione della portata alla sezione di chiusura: evapotraspirazione, infiltrazione secondo il metodo dell'SCS-CN, fusione nivale e glaciale stimate mediante l'approccio del *degree day*. In secondo luogo, dopo aver calibrato e validato i parametri del modello concettuale alla sezione di chiusura di Pecetto, ai piedi del ghiacciaio del Belvedere e alla sezione in corrispondenza dell'invaso di Ceppo Morelli, i suoi risultati sono stati confrontati con quelli ottenuti simulando la portata con il modello HBV-EC, ottenendo valori degli indici di accuratezza, RMSE, NSE e deviazione volumetrica molto simili. L'incertezza dei risultati ottenuti viene stimata mediante metodo Montecarlo, che permette di tenere in considerazione l'effetto della variabilità dell'input meteorologico. Mediante il modello concettuale si è proceduto alla stima della produzione idroelettrica nei prossimi 50 anni, sotto l'ipotesi di diversi scenari di cambiamento: riduzione della superficie glaciale, aumento di temperatura e afflusso dominato dalla sola precipitazione liquida. Le simulazioni mostrano una generale perdita della produzione di energia idroelettrica quantificabile in un 20% annuo a partire dal 2030 circa.

ABSTRACT

In this dissertation, we focus on the quantification of climate change impacts on the water resource system and its management at the scale of a single hydropower plant, situated in Valle Anzasca, near the Monte Rosa. This study is motivated by recent observed changes in the hydrology and climatology of snow-dominated or heavy glacierized mid-latitude catchments. These include both morphological and hydrological properties, such as a reduction of glaciers surfaces, an increase in landslides occurrence, a general shortening of the snow season and an anticipation of the melting period. We implement a conceptual hydrological model, that subdivides the studied catchment in altitude bands and that simulates the relevant physical processes involved in flow discharge estimation at the river section. This model needs a calibration procedure to be run, that has been initially run focusing on the upper part of the watershed. Secondly, model parameters have been calibrated at the Ceppo Morelli dam. In both cases, results have been compared with simulations operated by a second model (HBV-EC). After the calibration and the evaluation phases, the model is used to assess scenarios in terms of future hydropower production, in the next 50 years. Different scenarios are considered: reduction of the glacier surface, increasing of the mean annual temperature, and disappearing of snow events in favour of an all-rain scenario. Results show a general reduction of hydroelectric production beginning from late 20's (~20%).

RINGRAZIAMENTI

Non nego che questo lavoro mi abbia richiesto sacrificio e impegno, forse questo lo rende così importante e soddisfacente, non solo in termini di risultati ottenuti, ma in termini di crescita personale e professionale. Da solo sicuramente non sarei riuscito a raggiungere un risultato così importante, pertanto desidero ringraziare chi lo ha contribuito a renderlo tale.

Innanzitutto devo ringraziare il Prof. Carlo De Michele e l'Ing. Francesco Avanzi: vi ringrazio per il costante impegno, la professionalità e l'interesse che avete dimostrato in questo periodo di lavoro insieme. Non avevo dubbi sulle vostre capacità e sulla vostra competenza dal punto di vista scientifico, ma quello che mi ha fatto particolarmente piacere è il rapporto interpersonale che si è creato e la fiducia che sin da subito avete dimostrato nei miei confronti.

Ringrazio il dott. Mauro Spanò e l'Ing. Davide Rabuffetti di Arpa Piemonte (dipartimento del Verbano Cusio Ossola) per l'interesse dimostrato verso questo argomento di ricerca e per il loro supporto a livello informativo e operativo.

Ringrazio l'Ing. Sainati di Edison s.p.a. per la disponibilità e per avermi fornito i dati di portata e livello idrico relativi all'invaso di Ceppo Morelli, oltre che ai parametri di concessione dell'impianto idroelettrico di Battiglio.

Ringrazio Arpa Piemonte per i dati delle stazioni meteorologiche e idrometriche misurati in Valle Anzasca e i suoi tecnici per il supporto fornito. Inoltre vorrei ringraziare Marta Charle, dell'IRPI-CNR per la disponibilità e gli articoli di letteratura sul ghiacciaio del Belvedere.

INDICE

ABSTRACT.....	V
ABSTRACT.....	VII
RINGRAZIAMENTI.....	IX
INDICE.....	XI
INDICE DELLE FIGURE.....	XVII
INDICE DELLE TABELLE.....	XXV
1 . INTRODUZIONE.....	1
1.1 IL BILANCIO IDROLOGICO NEI BACINI MONTANI.....	1
1.2 I REGIMI NIVALI E GLACIALI E IL CAMBIAMENTO CLIMATICO.....	2
1.2.1 IL CAMBIAMENTO CLIMATICO.....	2
1.2.2 L'INFLUENZA SUI REGIMI NIVALI.....	5
1.2.3 I GHIACCIAI E IL CAMBIAMENTO CLIMATICO.....	7
1.3 MODELLI AFFLUSSI-DEFLUSSI DA LETTERATURA.....	11
1.3.1 STRUTTURA DEI MODELLI AFFLUSSI-DEFLUSSI.....	11
1.3.2 INPUT AL MODELLO IDROLOGICO.....	11
1.3.3 TIPOLOGIE DI MODELLO AFFLUSSI-DEFLUSSI.....	12
1.3.4 CRITICITA' NEI MODELLI ESISTENTI.....	22
1.4 OBIETTIVI E FASI DI LAVORO.....	24
2 . CASO DI STUDIO: IL BACINO DEL TORRENTE ANZA.....	25
2.1 INQUADRAMENTO GEOGRAFICO.....	25
2.2 I GHIACCIAI DELLA VALLE ANZASCA.....	26
2.3 L'IMPATTO DEL CAMBIAMENTO CLIMATICO SUI GHIACCIAI PIEMONTESI.....	27

2.4	CARATTERISTICHE GEOMORFOLOGICHE	29
2.5	STAZIONI DI RILEVAMENTO	31
2.6	CARATTERISTICHE CLIMATICHE	33
2.6.1	PRECIPITAZIONI	34
2.6.2	TEMPERATURE	34
2.6.3	VARIABILITA' CLIMATICA IN PIEMONTE NEL PERIODO 1958-2009	36
2.7	REGIME IDROLOGICO	38
3	MODELLO AFFLUSSI-DEFLUSSI CONCETTUALE	41
3.1	STRUTTURA DEL MODELLO	41
3.1.1	SUDDIVISIONE IN FASCE ALTIMETRICHE	42
3.1.2	ANDAMENTO DELLA TEMPERATURA AL VARIARE DELLA QUOTA	43
3.1.3	PARTIZIONE SOLIDO-LIQUIDA	44
3.1.4	EVAPOTRASPIRAZIONE	45
3.1.5	FUSIONE NIVALE: APPROCCIO BASATO SUL DEGREE DAY FACTOR	46
3.1.6	CALCOLO DELLA PRECIPITAZIONE NETTA	49
3.1.7	MODELLO DI NASH	53
3.1.8	DEFLUSSO DA FUSIONE GLACIALE	54
3.1.9	DEFLUSSO DI BASE	56
3.1.10	BILANCIO DI MASSA DEL GHIACCIAIO	57
3.2	CALIBRAZIONE E VALIDAZIONE DEI PARAMETRI DEL MODELLO	60
3.3	SINTESI DELLE EQUAZIONI UTILIZZATE NEL MODELLO	62
4	APPLICAZIONE DEL MODELLO CONCETTUALE	65
4.1	BACINO DI PECETTO	65
4.2	CORREZIONE DEL DATO PLUVIOMETRICO IN INPUT	69
4.3	SOGLIA PER LA PARTIZIONE SOLIDO/LIQUIDA	72
4.4	PROCEDURA PER LA STIMA DEL <i>DDFS_{snow}</i> DA DATO GIORNALIERO	75
4.5	STIMA DEL <i>DDFS_{snow}</i>	76
4.6	RISULTATI OTTENUTI	78
4.6.1	MACUGNAGA PECETTO	78
4.6.2	RIFUGIO ZAMBONI	79
4.6.3	PASSO DEL MORO	80
4.6.4	DISCUSSIONE DEL VALORE STIMATO	81

4.7 FASE DI CALIBRAZIONE DEI PARAMETRI	82
4.8 FASE DI VALIDAZIONE	83
4.9 VARIABILITA' DEL <i>DDFMAX</i> DEL GHIACCIO	87
4.10 SEZIONE DI CHIUSURA POSTA ALL'INVASO DI CEPPO MORELLI	88
4.10.1 RICOSTRUZIONE DELL'IDROGRAMMA	91
4.10.2 CALIBRAZIONE DEI PARAMETRI DEL MODELLO	93
4.10.3 VALIDAZIONE MEDIANTE I DATI IN DIGA	93
4.11 CONCLUSIONI	97
5 . MODELLO HBV-EC	99
5.1 DESCRIZIONE MODELLO HBV-EC	99
5.2 DATI IN INPUT	100
5.3 SUDDIVISIONE DEL BACINO IN FASCE ALTIMETRICHE	100
5.4 PARTIZIONE SOLIDO/LIQUIDA DELLA PRECIPITAZIONE	101
5.5 FUSIONE NIVALE E RICONGELAMENTO	102
5.6 BILANCIO IDRICO NEL SUOLO	103
5.7 EVAPORAZIONE	104
5.8 FUSIONE GLACIALE	104
5.9 DEFLUSSO	106
5.10 CALIBRAZIONE E VALIDAZIONE	107
5.10.1 SINTESI DELLE EQUAZIONI DEL MODELLO HBV-EC	109
6 . APPLICAZIONE DEL MODELLO HBV-EC	110
6.1 BACINO DI MACUGNAGA PECETTO	110
6.1.1 CALIBRAZIONE DEI PARAMETRI DEL MODELLO HBV-EC	112
6.1.2 VALIDAZIONE DEI PARAMETRI DEL MODELLO HBV-EC	113
6.2 APPLICAZIONE A CEPPO MORELLI	116
6.2.1 CALIBRAZIONE DEI PARAMETRI DEL MODELLO HBV-EC	118
6.2.2 VALIDAZIONE DEI PARAMETRI DEL MODELLO HBV-EC	119
6.3 CONFRONTO FRA I DUE MODELLI IDROLOGICI	122
6.3.1 DEFLUSSO ALLA SEZIONE DI CHIUSURA DI MACUGNAGA PECETTO	122
6.3.2 DEFLUSSO ALLA SEZIONE DI CHIUSURA DI CEPPO MORELLI	126

6.3.3	CONSIDERAZIONI FINALI	129
7.	L'IMPIANTO IDROELETTRICO DI BATTIGIO	130
7.1	L'ENERGIA IDROELETTRICA	130
7.2	LA PRODUZIONE IDROELETTRICA IN PIEMONTE	131
7.3	LA PRODUZIONE IDROELETTRICA IN VALLE ANZASCA	131
7.4	L'IMPIANTO DI BATTIGIO	132
7.4.1	DESCRIZIONE DELL'IMPIANTO	134
7.4.2	ENERGIA ANNUA PRODOTTA	135
7.4.3	STIMA DEL RICAVO MEDIO ANNUO	138
7.5	SCENARIO I: LA REGRESSIONE DEI GHIACCIAI	139
7.5.1	STIMA DEL VOLUME DI GHIACCIO PRESENTE IN VALLE ANZASCA	141
7.5.2	BILANCIO DI MASSA DEL GHIACCIAIO	143
7.5.3	INFLUENZA SUL REGIME IDROLOGICO	146
7.5.4	EFFETTI SULLA PRODUZIONE DI ENERGIA IDROELETTRICA	151
7.5.5	SINTESI RISULTATI SCENARIO I	153
7.6	SCENARIO II: AUMENTO DI TEMPERATURA	155
7.6.1	L'AUMENTO DI TEMPERATURA OSSERVATO IN PIEMONTE	155
7.6.2	INFLUENZA SUL REGIME IDROLOGICO	158
7.6.3	EFFETTI SULLA PRODUZIONE DI ENERGIA IDROELETTRICA	163
7.6.4	SINTESI RISULTATI SCENARIO II	165
7.7	SCENARIO III: PRECIPITAZIONE SOLO LIQUIDA	167
7.7.1	INFLUENZA SUL REGIME IDROLOGICO	167
7.7.2	INFLUENZA SULLA PRODUZIONE DI ENERGIA IDROELETTRICA	170
7.7.3	SINTESI RISULTATI SCENARIO III	174
7.8	SCENARIO IV: PRECIPITAZIONE LIQUIDA E RIDUZIONE DELL'AREA GHIACCIATA ...	175
7.8.1	INFLUENZA SUL REGIME IDROLOGICO	175
7.8.2	INFLUENZA SULLA PRODUZIONE DI ENERGIA IDROELETTRICA	177
7.8.3	SINTESI RISULTATI SCENARIO IV	179
8.	CONCLUSIONI	180
8.1	SINTESI DEL LAVORO SVOLTO	180
8.2	COMMENTO DEI RISULTATI OTTENUTI	182
8.3	PECULIARITA' E INCERTEZZE DEI RISULTATI OTTENUTI	183

8.4 SVILUPPI FUTURI.....	183
BIBLIOGRAFIA.....	XXVII

INDICE DELLE FIGURE

Figura 1-I. Portate medie giornaliere del North Fork American River. (Perlman, USGS 2014).....	2
Figura 1-II. Media combinata delle anomalie di temperatura superficiale di terra e oceano osservate a livello globale dal 1850 al 2012, valori medi annuali. (IPCC, WG1 2013)	3
Figura 1-III. a) Estensione della copertura nevosa media nell'emisfero settentrionale nei mesi di marzo e aprile. b) Estensione media del ghiaccio marino nell'Artico nei mesi estivi. (IPCC, WG1, AR5 2013)	3
Figura 1-IV. Stima del forzante radiativo nel 2011 rispetto a quello del 1750 e incertezze aggregate per i principali driver di cambiamento climatico. (IPCC, WG1, AR5 2013)	4
Figura 1-V. Variazione relativa nel valore medio annuale dell'altezza di neve al suolo rispetto alla media a lungo termine nelle Alpi Svizzere. (Laternser & Schneebeli 2003).....	5
Figura 1-VI. Correlazione tra lo SWE e la precipitazione (riportata sull'asse delle ascisse) e la temperatura (riportata sull'asse delle ordinate). Nel primo caso la correlazione è positiva, mentre nel secondo è negativa: un aumento nella temperatura media porta ad una diminuzione dello SWE calcolato al 1° Aprile. (Mote et al. 2005).....	6
Figura 1-VII. Anticipazione dell'istante di tempo in cui si raggiunge il picco di fusione nivale in bacini idrografici dell'Ovest degli USA. (Regonda et al. 2004)	6
Figura 1-VIII. Bilancio di massa dei ghiacciai a livello mondiale riportato dal WGMS (2005).....	9
Figura 1-IX. Relazioni sperimentali fra tasso di ablazione medio giornaliero e spessore della copertura detritica (Nakawo & Rana 1999).	10
Figura 1-X. Struttura del modello Alpine 3D. (Lehning et al. 2006).....	13
Figura 1-XI. Confronto tra altezza di neve osservata e simulata nel bacino di Dischma in Svizzera. (Lehning et al. 2006)	15
Figura 1-XII. Portata osservata e simulata considerando o meno la presenza della vegetazione. (Lehning et al. 2006)	15
Figura 1-XIII. Struttura del modello parametrico di Bartolini.	17
Figura 1-XIV. Risultati delle simulazioni a scala di bacino. In linea continua è riportato il deflusso osservato mentre con quella tratteggiata il risultato della simulazione. I bacini idrografici osservati sono: a) Savara a Eau Rousse; b) Sesia a Ponte Aranco; c) Rutor a Promise; d) Toce a Candoglia. (Bartolini et al. 2011).....	22
Figura 2-I. Inquadramento geografico del bacino del torrente Anza e indicazione dell'area coperta da ghiaccio.....	25
Figura 2-II. Variazione della posizione media delle fronti glaciali per 14 ghiacciai piemontesi nel periodo 1958-2009.....	28

Figura 2-III. Bilancio di massa del ghiacciaio del Cardoney (Gran Paradiso) dall'anno idrologico 1991 ad oggi.	29
Figura 2-IV. Modello digitale del terreno e reticolo idrografico del torrente Anza per la sezione di Ceppo Morelli.....	30
Figura 2-V. Curva ipsografica del bacino chiuso a Ceppo Morelli.....	30
Figura 2-VI. Ubicazione delle stazioni di misura gestite da Arpa Piemonte.	31
Figura 2-VII. Andamento monotono crescente del coefficiente nivometrico medio annuo al variare della quota.	33
Figura 2-VIII. Precipitazione media annua in Piemonte. (Politecnico Torino).....	34
Figura 2-IX. Distribuzione della temperatura media annua per il periodo 1961-1990. (Politecnico Torino).....	35
Figura 2-X. Gradiente termico medio calcolato dal C.R.E.S.T. - Centro Ricerche in Ecologia e Scienze del Territorio (Torino).	35
Figura 2-XI. Distribuzione spaziale delle stazioni termo-pluviometriche considerate nello studio. (Il Piemonte nel cambiamento climatico, Arpa Piemonte, 2007).....	36
Figura 2-XII. Partendo dall'alto i tre grafici mostrano: precipitazione media standardizzata, intensità di precipitazione media annua e percentuale di giorni secchi all'anno. (Il Piemonte nel cambiamento climatico, Arpa Piemonte, 2007)	37
Figura 2-XIII. Andamento temporale dell'anomalia termica standardizzata. In alto si riportano le temperature massime, in basso quelle minime. (Il Piemonte nel cambiamento climatico, Arpa Piemonte, 2007).....	37
Figura 2-XIV. Trend significativi di anomalia termica sulla base delle osservazioni nel periodo 1958/2009. (Il Piemonte nel cambiamento climatico, Arpa Piemonte, 2007)	38
Figura 2-XV. Portate misurate alla stazione idrometrica di Macugnaga Pecetto, anno 2003.	39
Figura 2-XVI. Curva di durata delle portate alla stazione idrometrica di Macugnaga Pecetto, anno 2009.....	39
Figura 3-I. Schema concettuale del modello idrologico.	42
Figura 3-II. Ricostruzione della curva ipsografica di un generico bacino idrografico.(Luo 2000) .	43
Figura 3-III. Temperature massime e minime mensili mediate su 50 anni di osservazione. (Dipartimento Sistemi Previsionali, Arpa Piemonte, 2010)	45
Figura 3-IV. Media delle ore possibili di insolazione giornaliera espressa in riferimento alle 12 ore. (Gray 1973)	46
Figura 3-V. Esempio di andamento annuo del degree day della neve.	48
Figura 3-VI. Mappatura del CN II per il bacino Padano.(De Michele et al 2000)	52
Figura 3-VII. Area coperta da ghiacciai per il bacino di Macugnaga Pecetto.(Comitato glaciologico italiano).	54
Figura 3-VIII. Ipotetico andamento dell'area ghiacciata al variare della quota.	55
Figura 4-I. Bacino idrografico con sezione di chiusura posta a Macugnaga Pecetto.	65

Figura 4-II. Curva ipsografica del bacino idrografico chiuso in località Macugnaga Pecetto.....	66
Figura 4-III. Area coperta da ghiacciai nel bacino avente sezione di chiusura posta a Macugnaga Pecetto.....	66
Figura 4-IV. Confronto tra temperatura osservata a Passo del Moro (2820m) e stimata a partire dalla temperatura misurata a Macugnaga Pecetto (1360 m).....	68
Figura 4-V. Confronto tra le altezze di neve al suolo misurate al campo di neve rispetto a quelle rilevate dal nivometro.....	71
Figura 4-VI. Altezze di neve cumulate al variare della soglia di temperatura.	73
Figura 4-VII. Confronto fra altezza di neve cumulata prima e dopo la procedura di correzione. ...	74
Figura 4-VIII. Calibrazione del <i>DDFSnow Max</i> nella primavera del 2009 alla stazione meteo del Rif. Zamboni.	77
Figura 4-IX. Confronto tra SWE simulato ed osservato a Macugnaga Pecetto nella stagione di fusione 2009.	78
Figura 4-X. Calibrazione del <i>DDFSnow Max</i> per la stagione di fusione 2011 alla stazione meteo del Rif. Zamboni.....	79
Figura 4-XI. SWE simulato ed osservato alla stazione meteo di Passo del Moro nell'anno 2012...80	
Figura 4-XII. Confronto tra idrogramma osservato e simulato dal modello idrologico per la sezione di Macugnaga Pecetto.....	83
Figura 4-XIII. Confronto fra portata osservata e simulata nel periodo di validazione per la sezione di Macugnaga Pecetto.....	83
Figura 4-XIV. Portata osservata vs portata simulata per la sezione di Macugnaga Pecetto.	84
Figura 4-XV. Portata simulata suddivisa nei contributi di fusione, precipitazione e di deflusso di base.....	85
Figura 4-XVI. Suddivisione in termini volumetrici degli afflussi per il bacino di Macugnaga Pecetto.	86
Figura 4-XVII. Bacino idrografico chiuso alla diga di Ceppo Morelli.	88
Figura 4-XVIII. Curva ipsografica del bacino avente sezione di chiusura posta a Ceppo Morelli.	88
Figura 4-XIX. Area coperta da ghiacciai nel bacino avente sezione di chiusura posto a Ceppo Morelli.....	89
Figura 4-XX. Curva dei volumi di invaso nel 2014.....	92
Figura 4-XXI. Portata del torrente Anza a Ceppo Morelli ricostruita dal bilancio idrico in diga. ..	92
Figura 4-XXII. Confronto tra portata simulata e osservata all'ingresso della diga.....	94
Figura 4-XXIII. Portata osservata vs portata simulata dal modello a Ceppo Morelli.	94
Figura 4-XXIV. Confronto tra i volumi cumulati alla sezione di Ceppo Morelli.	95
Figura 4-XXV. Suddivisione del volume in input al modello nelle sue principali componenti.	96
Figura 5-I. Gradiente altimetrico per precipitazione, evapotraspirazione, temperatura.	101
Figura 5-II. Equazioni che descrivono il comparto nivale.....	103

Figura 5-III. Definizione del deflusso alla sezione di chiusura. (Q_1 coincide con Q_F , mentre Q_2 coincide con Q_s).....	106
Figura 6-I. Classi di uso del suolo definite nel modello HBV-EC per il bacino di Macugnaga Pecetto.	110
Figura 6-II. Mappa delle pendenze del bacino di Macugnaga Pecetto.....	111
Figura 6-III. Mappa dell'orientazione del bacino di Macugnaga Pecetto.....	111
Figura 6-IV. Calibrazione del modello HBV-EC nell'anno idrologico 2006/7 per la sezione di chiusura di Macugnaga Pecetto.	113
Figura 6-V. Validazione del modello HBV-EC nel periodo 1/1/2003-31/12/2009 per la sezione di Macugnaga Pecetto.....	113
Figura 6-VI. Regressione lineare tra portata simulata ed osservata alla sezione di Macugnaga Pecetto.	115
Figura 6-VII. Confronto tra volume cumulato simulato ed osservato per il periodo 2003/2009 per la sezione di Macugnaga Pecetto.	115
Figura 6-VIII. Classi di uso del suolo per il bacino avente sezione di chiusura a Ceppo Morelli.	116
Figura 6-IX. Mappa dell'orientazione per il bacino avente sezione di chiusura posta a Ceppo Morelli.....	116
Figura 6-X. Mappa delle pendenze per il bacino avente sezione di chiusura a Ceppo Morelli.....	117
Figura 6-XI. Calibrazione del modello HBV-EC nell'anno idrologico 2010/11 per la sezione di Ceppo Morelli.....	119
Figura 6-XII. Validazione dei parametri del modello HBV-EC nel periodo 2006/14 per il bacino di Ceppo Morelli.....	120
Figura 6-XIII. Portata osservata vs portata simulata alla sezione di Ceppo Morelli.	121
Figura 6-XIV. Raffronto tra volume cumulato osservato e simulato dal modello HBV-EC per la sezione di Ceppo Morelli.....	121
Figura 6-XV. Confronto tra gli idrogrammi simulati mediante i due modelli idrologici.	122
Figura 6-XVI. Zoom della figura precedente relativa agli anni 2005/6.	122
Figura 6-XVII. Confronto tra l'andamento dei volumi cumulati simulati dai due modelli idrologici in raffronto a quello osservato.	123
Figura 6-XVIII. Confronto tra il deflusso da fusione glaciale nel periodo 2003/9.	124
Figura 6-XIX. Raffronto tra la componente di deflusso veloce simulata tramite i due modelli idrologici.	125
Figura 6-XX. Confronto fra il deflusso di base simulato mediante i due modelli idrologici.	125
Figura 6-XXI. Confronto tra gli idrogrammi simulati nel periodo di validazione dai due modelli idrologici.	126
Figura 6-XXII. Confronto tra i volumi cumulati simulati e quello osservato presso l'invaso di Ceppo Morelli.....	127
Figura 6-XXIII. Raffronto del deflusso da fusione glaciale simulato dai due modelli idrologici.	128

Figura 6-XXIV. Raffronto tra il deflusso veloce simulato dai due modelli idrologici.....	128
Figura 6-XXV. Confronto tra il deflusso lento simulato dai modelli idrologici nel periodo di validazione.	129
Figura 7-I.Ubicazione dei due principali impianti idroelettrici della Valle Anzasca.	132
Figura 7-II. Corografia dell'impianto idroelettrico di Battigio.....	133
Figura 7-III. Schema dell'impianto di Battigio.	133
Figura 7-IV. Prezzo medio mensile di vendita dell'energia elettrica per gli anni dal 2005-2014. (GSE)	139
Figura 7-V. Tasso di ablazione cumulato della lingua del ghiacciaio del Belvedere.(Godone & Chiabrandò 2008)	140
Figura 7-VI. Curva ipsografica del volume di ghiaccio presente nel bacino chiuso alla diga di Ceppo Morelli.....	143
Figura 7-VII. Curva di decrescita del volume di ghiaccio totale.	145
Figura 7-VIII. Metodo dell'inversione per selezionare casualmente uno dei 13 anni di dati osservati a disposizione.	146
Figura 7-IX. Confronto tra gli andamenti dei volumi cumulati nel periodo 2014-40 per la sezione di Ceppo Morelli.	148
Figura 7-X. Confronto fra i volumi cumulati osservati e relativo intervallo di confidenza con significatività di 0.001.	148
Figura 7-XI. Confronto tra l'apporto da fusione glaciale giornaliero alla sezione di chiusura per il periodo 2014-28.	149
Figura 7-XII. Confronto fra gli idrogrammi nell'ultimo anno di simulazione (2040). Vengono riportati sia il valor medio, sia l'intervallo di confidenza con significatività $\alpha=0.001$ relativo alle 200 simulazioni eseguite con il metodo Montecarlo.	150
Figura 7-XIII. Confronto fra i volumi cumulati derivati nel periodo 2014/40. Si riporta il valor medio e l'intervallo di confidenza.	151
Figura 7-XIV. Confronto tra i volumi cumulati derivati dalla diga di Ceppo Morelli in funzione della diversa estensione dell'area ghiacciata per il periodo 2014-2022.	151
Figura 7-XV. Istogramma di confronto dell'energia media annua prodotta e relativi intervalli di confidenza con $\alpha = 0.001$	152
Figura 7-XVI. Riduzione percentuale dell'energia media annua prodotta.	152
Figura 7-XVII. Confronto tra la portata media annua derivata. Sono indicati il valor medio e il relativo intervallo di confidenza.	153
Figura 7-XVIII. Anomalia standardizzata di temperature massime annuali (in alto) e minime annuali (in basso) su tutti i punti della griglia. La retta, indica il fit lineare.	156
Figura 7-XIX. Andamento del volume cumulato per il periodo di simulazione 2030-2055 e relativo intervallo di confidenza.	158

Figura 7-XX. Andamento dello SWE alla fascia altimetrica avente quota media pari a 1000 m per i diversi ΔT ipotizzati.	159
Figura 7-XXI. Andamento dello SWE alla fascia altimetrica avente quota media pari a 1500 m per i diversi ΔT ipotizzati.	159
Figura 7-XXII. Andamento dello SWE alla fascia altimetrica avente quota media pari a 2000 m per i diversi ΔT ipotizzati.	160
Figura 7-XXIII. Andamento dello SWE alla fascia altimetrica avente quota media pari a 2500 m per i diversi ΔT ipotizzati.	160
Figura 7-XXIV. Ripartizione media degli afflussi calcolata nelle 200 simulazioni nei diversi scenari ipotizzati.	161
Figura 7-XXV. Idrogrammi alla sezione di chiusura nei diversi scenari ipotizzati.	162
Figura 7-XXVI. Curva di durata delle portate nella situazione attuale e nello scenario di aumento della temperatura.	163
Figura 7-XXVII. Volume medio annuo derivato relativo ai diversi scenari di aumento della temperatura proposti.	164
Figura 7-XXVIII. Confronto fra il ricavo medio annuo simulato nella configurazione attuale rispetto allo scenario di aumento di temperatura.	164
Figura 7-XXIX. Perdita media annua stimata negli scenari di aumento di temperatura.	165
Figura 7-XXX. Confronto tra la ripartizione degli afflussi nella situazione attuale e nello scenario ipotizzato.	167
Figura 7-XXXI. Confronto tra i volumi di infiltrazione relativi ai due scenari.	167
Figura 7-XXXII. Confronto dell'andamento dei volumi cumulati e del relativo intervallo di confidenza dal 2030 al 2055.	168
Figura 7-XXXIII. Confronto tra gli idrogrammi simulati nei due scenari per il periodo 2030/33. Nel grafico sono riportati sia la media che l'intervallo di confidenza di significatività $\alpha=0.001$	169
Figura 7-XXXIV. Curva di durata delle portate nello scenario attuale e in quello di solo liquido.	169
Figura 7-XXXV. Grandezze caratteristiche della curva di durata delle portate.	170
Figura 7-XXXVI. Coefficienti di utilizzazione nello scenario di precipitazione interamente liquida.	171
Figura 7-XXXVII. Ricerca del valore di portata ottimale da derivare nello scenario di precipitazione liquida.	172
Figura 7-XXXVIII. Portata media derivata e intervallo di confidenza relativi alle 200 simulazioni eseguite per l'anno 2050.	172
Figura 7-XXXIX. Raffronto tra il ricavo medio annuo ottenuto attualmente e quello dello scenario di solo liquido. Si riporta anche l'intervallo di confidenza.	173
Figura 7-XL. Riduzione del ricavo medio annuo nello scenario di solo liquido.	173

Figura 7-XLI. Confronto tra le ripartizioni riferiti allo stato attuale e alla scenario futuro ipotizzato.	175
Figura 7-XLII. Confronto tra gli idrogrammi simulati per l'anno idrologico 2015/16. Nel grafico vengono riportati sia la media che l'intervallo di confidenza di significatività $\alpha=0.001$ relativi alle 200 simulazioni effettuate.	176
Figura 7-XLIII. Confronto tra gli idrogrammi simulati nell'anno 2040. Nel grafico vengono riportati sia la media che l'intervallo di confidenza di significatività $\alpha=0.001$ relativi alle 200 simulazioni effettuate.	176
Figura 7-XLIV. Raffronto tra volume cumulato derivato nel caso di situazione idro/climatica immutata e nello scenario di solo liquido.	177
Figura 7-XLV. Confronto tra i volumi medi annui simulati nei due scenari e relativi intervalli di confidenza.	177
Figura 7-XLVI. Ricavo medio annuo e relativo intervallo di confidenza. Si confronta la situazione attuale con quella ipotizzata nello scenario di solo liquido.	178
Figura 7-XLVII. Variazione del ricavo medio annuo rispetto alla produzione attuale.	178

INDICE DELLE TABELLE

Tabella 2-I. Caratteristiche dei principali ghiacciai presenti in Valle Anzasca. WGI (World Glacier Inventory 1989).....	26
Tabella 2-II. Caratteristiche dei dati osservati e analisi di consistenza.	31
Tabella 2-III. Coefficiente nivometrico medio e relativo scarto.	32
Tabella 3-I. Tipi idrologici di suolo definiti dal metodo del Soil Conservation Service.	50
Tabella 3-II. Classi di uso del suolo utilizzati per determinare il CN.	51
Tabella 3-III. Definizione del parametro AMC secondo la classificazione del Soil Conservation Service.	51
Tabella 3-IV. Equazioni utilizzate nel modello.	64
Tabella 4-I. Principali caratteristiche del bacino chiuso a Macugnaga Pecetto.	67
Tabella 4-II. Quantificazione della sottostima di SWE per gli eventi nevosi.	72
Tabella 4-III. Valore della temperatura di soglia ottimale anno per anno.	73
Tabella 4-IV. Caratteristiche delle stazioni meteorologiche considerate.	75
Tabella 4-V. <i>DDFSnow Max</i> calibrato alla stazione meteorologica di Macugnaga Pecetto.	78
Tabella 4-VI. Valore del <i>DDFSnow Max</i> calibrato per la stazione meteo del Rif. Zamboni.	79
Tabella 4-VII. Valore del <i>DDFSnow Max</i> calibrato per la stazione meteorologica di Passo del Moro.	80
Tabella 4-VIII. Calcolo del <i>DDFmax</i> medio per le due stazioni meteorologiche considerate.	81
Tabella 4-IX. Valore dei parametri ottenuti dalla fase di calibrazione per la sezione di Macugnaga Pecetto.	82
Tabella 4-X. Indici di efficienza dei risultati del modello riferiti alla sezione di Macugnaga Pecetto.	82
Tabella 4-XI. Indici di accuratezza della stima della portata alla sezione di chiusura di Pecetto da parte del modello concettuale.	85
Tabella 4-XII. Risultati della calibrazione del parametro β anno per anno.	87
Tabella 4-XIII. Parametri di input al modello per la sezione di chiusura posta a Ceppo Morelli. ..	89
Tabella 4-XIV. Valori dei parametri calibrati relativi alla sezione di Ceppo Morelli.	93
Tabella 4-XV. Indici di efficienza del modello per la sezione di Ceppo Morelli.	95
Tabella 5-I. Principali equazioni utilizzate nel modello HBV-EC per la simulazione del deflusso idrico alla sezione di chiusura.	109
Tabella 6-I. Parametri definiti come costanti in input al modello idrologico HBV-EC per la sezione di Macugnaga Pecetto.	112
Tabella 6-II. Valore calibrato dei parametri del modello.	113

Tabella 6-III. Parametri descrittivi dell'efficienza del modello per la sezione di Macugnaga Pecetto.	114
Tabella 6-IV. Parametri definiti a priori come input al modello idrologico HBV-EC per la sezione di Ceppo Morelli.	118
Tabella 6-V. Valore dei parametri ottenuti dopo la procedura di calibrazione per la sezione di Ceppo Morelli.....	119
Tabella 6-VI. Indici di accuratezza nel riprodurre la portata nell'anno di calibrazione riferiti alla sezione di Ceppo Morelli.....	119
Tabella 6-VII. Indici di affidabilità del modello relativi alla sezione di Ceppo Morelli.	120
Tabella 6-VIII. Confronto degli indici che descrivono l'accuratezza nella simulazione della portata osservata a Pecetto.....	123
Tabella 6-IX. Confronto tra il valore del degree day del ghiaccio utilizzato nei due modelli dopo la fase di calibrazione a Pecetto.....	124
Tabella 6-X. Confronto fra gli indici che descrivono l'accuratezza con cui i modelli riproducono la portata osservata.	126
Tabella 7-I. Confronto tra volume cumulato misurato all'impianto e simulato dal modello.....	136
Tabella 7-II. Parametri di concessione per l'impianto di Battigio.	137
Tabella 7-III. Prezzo medio vendita dell'energia elettrica. (GSE 2014).....	138
Tabella 7-IV. Stima del volume della lingua del ghiacciaio del Belvedere secondo Godone.	140
Tabella 7-V. Caratteristiche principali dei ghiacciai presenti in valle Anzasca.	142

1. INTRODUZIONE

1.1 IL BILANCIO IDROLOGICO NEI BACINI MONTANI

L'acqua è un bene essenziale per la sopravvivenza dell'uomo, infatti, più della metà della risorsa idrica potabile viene estratta dai fiumi, le cui portate sono estremamente sensibili ai cambiamenti di lungo termine delle variabili climatiche, come temperatura e precipitazione, specialmente nei bacini idrografici dominati dalla fusione nivale. Tali regioni occupano le medie latitudini, indicativamente superiori ai 45° (Nord e Sud), come le regioni montuose degli Stati Uniti e dell'Europa, parte del Nord della Cina, parte delle regioni di Nord Ovest dell'India, aree a Sud dell'Hindu Kush, le regioni delle Ande meridionali e alcune aree costiere del Nord Ovest dell'America e dell'Europa. (*Bavay et al. 2013*)

In queste aree si stima che possa vivere approssimativamente un sesto della popolazione mondiale ma tale stima è per difetto poiché la carenza della disponibilità idrica non interessa le sole popolazioni residenti ma anche le aree a valle delle stesse. (*Barnett et al. 2005*)

La disponibilità e la qualità della risorsa idrica sfruttata da queste popolazioni, sono fortemente dipendenti dai ghiacciai e dagli accumuli nevosi invernali; questi ultimi rivestono un'importanza primaria nel ciclo idrologico per diversi motivi (*Perlman, USGS 2014*):

- I ghiacciai delle valli di tipo alpino e continentale coprono oggi circa il 10-11% delle terre emerse;
- Essi contribuiscono a modulare il bilancio energetico terrestre poiché possono essere considerati come delle superfici riflettenti nei confronti della radiazione solare;
- Essi immagazzinano grandi quantitativi di acqua dolce durante l'inverno, mentre la cedono gradualmente durante le stagioni estive quando sono massimi i fabbisogni irrigui e potabili. Durante l'estate un Km^2 di superficie glaciale può fornire circa 250 litri di acqua al secondo; (*Perlman, USGS 2014*)
- Le acque dei ghiacciai possono essere canalizzate e utilizzate per l'irrigazione o per la produzione di energia idroelettrica;
- I ghiacciai e le coltri nivali costituiscono una delle componenti fondamentali degli ecosistemi, soprattutto nelle aree ad elevata latitudine dell'emisfero settentrionale e dei bacini idrografici estesi al di sopra dei 2000 m;

Per capire l'influenza della neve e del ghiaccio sulla portata di un qualsiasi corso d'acqua nelle regioni "snow dominated", basta osservare l'andamento pluriennale di un idrogramma esemplificativo, come quello riportato nella *Figura 1-I*:

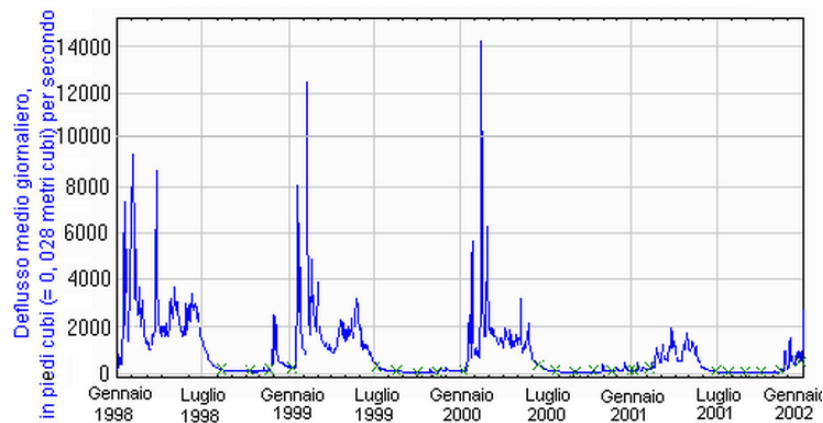


Figura 1-I. Portate medie giornaliere del North Fork American River. (Perlman, USGS 2014)

Il ruscellamento da fusione varia a livello stagionale e anno per anno. In particolare dal grafico sono evidenti i picchi di portata nei mesi primaverili e la grande escursione tra il valore massimo e la portata di magra nei mesi invernali. Pertanto si può intuire come la carenza di acqua accumulata come manto nevoso in inverno o stoccata nelle distese glaciali, si rifletta in una diminuzione della disponibilità idrica per il resto dell'anno con effetti sia per l'irrigazione, che per l'approvvigionamento idrico, che per la produzione di energia idroelettrica, ma anche per la sopravvivenza delle specie vegetali e animali di questi ecosistemi.

L'accumulo nevoso invernale è fortemente dipendente dal quantitativo di precipitazione caduta; ciò è vero soprattutto alle quote altimetriche più elevate. Un recente studio inoltre, evidenzia come la riduzione della portata media in 420 bacini statunitensi sembra essere strettamente correlata alla frazione di precipitazione solida osservata in inverno. (*Berghuijs et al. 2014*) D'altra parte, i cambiamenti nella temperatura modificano sostanzialmente il quantitativo di neve e di ghiaccio che vengono fusi nel corso di un anno, oltre che la tempistica relativa al massimo deflusso registrato nei corsi d'acqua. (*Bettina Schaeffli et al. 2005*)

In altre parole, tali regioni del mondo sono estremamente vulnerabili alle variazioni del clima che a sua volta influenza l'accumulo nevoso, ed è per questo che la comunità scientifica negli ultimi decenni si è posta l'obiettivo di studiare l'evoluzione climatica e la sua relazione con l'attività antropica.

1.2 I REGIMI NIVALI E GLACIALI E IL CAMBIAMENTO CLIMATICO

1.2.1 IL CAMBIAMENTO CLIMATICO

Nel corso degli ultimi anni si è assistito ad un'ampia convergenza scientifica sulla valutazione del fenomeno del cambiamento climatico, dei suoi impatti e sulla responsabilità antropica nella causa di questo fenomeno.

Il problema dei cambiamenti climatici è diventato di grande attualità a causa della sempre più frequente ricorrenza di fenomeni di un certo rilievo come siccità, ondate di calore, alluvioni, inverni con scarsità di

neve o con temperature elevate, periodi prolungati di freddo intenso, dimostratisi strettamente correlati ai cambiamenti nelle variabili climatiche.

Secondo il recente rapporto AR5 dell'IPCC il cambiamento climatico è ormai cosa certa e dalle osservazioni si evince come siano coinvolte tutte le principali componenti del " sistema terrestre":

- **Atmosfera:** la temperatura atmosferica superficiale mostra che ciascuno degli ultimi tre decenni è stato in sequenza il più caldo di qualsiasi decennio precedente dal 1850. Nell'emisfero settentrionale, il periodo 1983-2012 è stato probabilmente il trentennio più caldo degli ultimi 1400 anni. Nella *Figura 1-II* si riporta l'anomalia di temperatura media globale nel periodo 1850-2012:

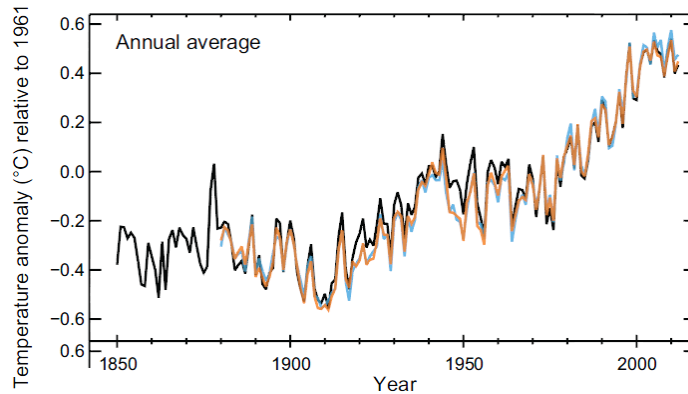


Figura 1-II. Media combinata delle anomalie di temperatura superficiale di terra e oceano osservate a livello globale dal 1850 al 2012, valori medi annuali. (IPCC, WG1 2013)

- **Oceani:** il riscaldamento degli oceani domina l'aumento di energia immagazzinata nel sistema climatico, ed è responsabile di più del 90% dell'energia accumulata tra il 1971-2010. E' virtualmente certo che l'oceano superficiale (0-700 m) si sia riscaldato tra il 1971-2010, in particolare c'è un trend di 0.11°C per decennio nei primi 75 m. Al riscaldamento è associato un aumento significativo del livello medio del mare, registrato dal 1901, pari a 0.19 m.
- **Criosfera:** nel corso degli ultimi vent'anni, le calotte glaciali di Groenlandia e Antartide hanno perso massa, i ghiacciai hanno continuato a subire riduzioni volumetriche in quasi tutto il pianeta, mentre l'estensione del ghiaccio marino artico e la copertura nevosa primaverile nell'emisfero Nord, sono soggetti a una progressiva diminuzione. In particolare la copertura nevosa dell'emisfero settentrionale è diminuita mediamente dell'1.6% per decennio nei mesi di marzo e aprile.

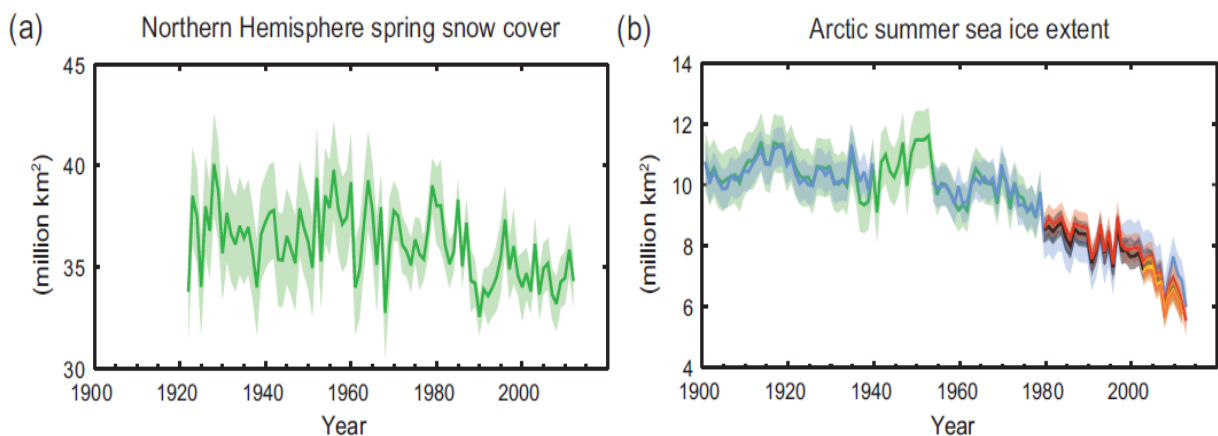


Figura 1-III. a) Estensione della copertura nevosa media nell'emisfero settentrionale nei mesi di marzo e aprile. b) Estensione media del ghiaccio marino nell'Artico nei mesi estivi. (IPCC, WG1, AR5 2013)

L'IPCC, nel rapporto "The Physical Science Basis" del 2013, ha dimostrato che la variabilità del clima è imputabile con buona probabilità all'aumento della forzante radiativa causata da:

- Aumento delle concentrazioni atmosferiche di: anidride carbonica, metano e protossido di azoto che sono cresciute rispetto all'era pre-industriale rispettivamente del 40, 150 e 20%. Tali concentrazioni sono le più alte mai registrate negli ultimi 800.000 anni e, considerate nella loro totalità, forniscono una forzante positiva media pari a 1.82 W/m^2 ;
- Aumento delle concentrazioni degli alocarburi, responsabili della riduzione dell'ozono stratosferico, hanno causato una forzante radiativa netta di 0.18 W/m^2 . Il loro forzante radiativo esercita un peso maggiore rispetto al forzante radiativo negativo derivante dall'esaurimento dell'ozono che essi stessi hanno indotto;
- Aumento delle concentrazioni di aerosol in atmosfera, che includono le alterazioni della copertura nuvolosa e un contributo positivo derivante dall'assorbimento della radiazione solare da parte del black carbon, che complessivamente inducono una forzante negativa di -0.9 W/m^2 ;
- Aerosol stratosferici indotti dalle eruzioni vulcaniche. Essi possono avere un grande impatto sul clima per alcuni mesi ma si stima che la forzante globale da essi esercitata negli anni dal 2008-2011 sia di circa -0.11 W/m^2 ;
- Cambiamento nell'irradianza solare causato dai normali cicli di massimo e minimo della radiazione che induce una forzante pari a 0.05 W/m^2 ;

Nella Figura 1-IV si riporta la quantificazione delle forzanti radiative secondo l'ultimo rapporto dell'IPCC:

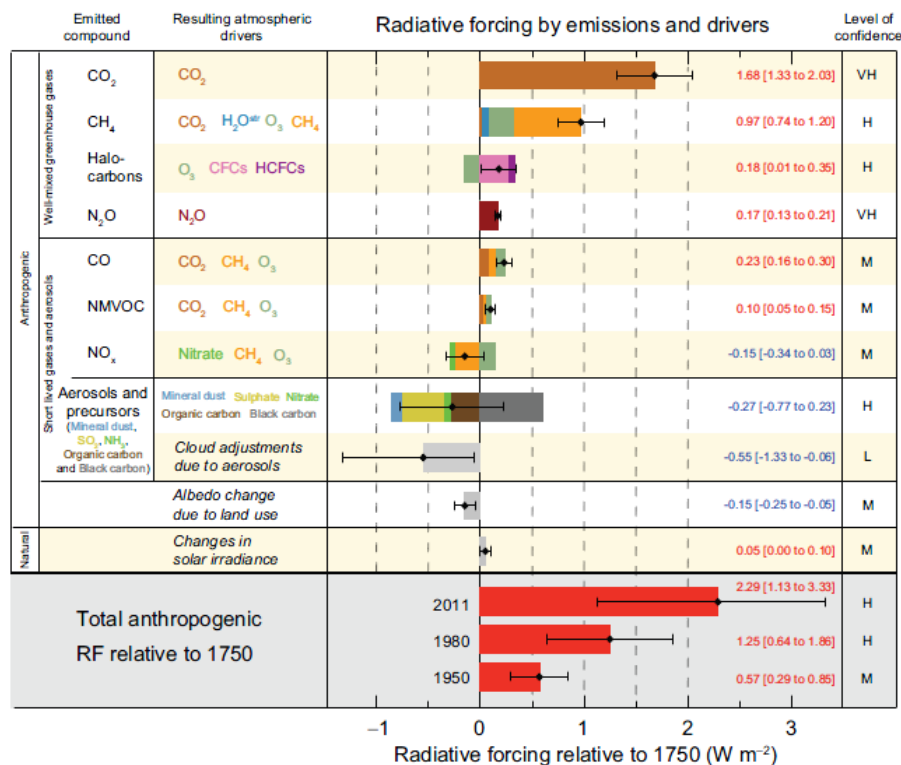


Figura 1-IV. Stima del forzante radiativo nel 2011 rispetto a quello del 1750 e incertezze aggregate per i principali driver di cambiamento climatico. (IPCC, WG1, AR5 2013)

Da questo computo, estrapolato dal rapporto AR 5 dell'IPCC, emerge come la forzante radiativa positiva che genera lo squilibrio termico terrestre, sia da imputare per il 43% all'attività antropogenica a causa della continua crescita delle concentrazioni della maggior parte dei gas serra.

1.2.2 L'INFLUENZA SUI REGIMI NIVALI

In letteratura sono numerosi gli studi effettuati sulle regioni il cui regime idrologico è dominato dalla presenza di ghiacciai o di importanti accumuli nevosi invernali.

Infatti, una delle prime evidenze del cambiamento climatico, si è riscontrata nella diminuzione dell'estensione dei ghiacciai alpini e del conseguente aumento della quota delle nevi perenni.

Le osservazioni compiute nel corso dell'ultimo secolo nei bacini idrografici dell'Ovest degli Stati Uniti o dell'Europa centro-meridionale, in particolare Svizzera, Francia e Italia mostrano le stesse tendenze:

- L'altezza di neve al suolo e il numero di giorni con copertura nevosa al suolo evidenziano un trend crescente fino ai primi anni '80 per poi subire una brusca inversione di tendenza nell'ultimo ventennio: (Laternser & Schneebeli 2003)

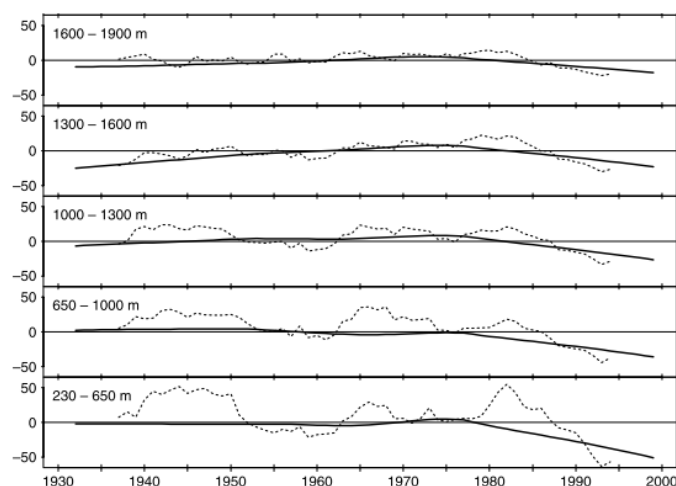


Figura 1-V. Variazione relativa nel valore medio annuale dell'altezza di neve al suolo rispetto alla media a lungo termine nelle Alpi Svizzere. (Laternser & Schneebeli 2003)

I risultati si differenziano al variare dell'altitudine: il trend negativo è più evidente alle quote più basse rispetto a quelle più elevate, poiché queste ultime non sono soggette ad un aumento di temperatura tale da superare il punto di fusione.

- Diminuzione del periodo di copertura nevosa al suolo, inteso come il numero di giorni consecutivi aventi un'altezza di neve al suolo maggiore di 1 cm, a partire dalla seconda metà degli anni 80. Nel caso siano presenti anche dei ghiacciai, ciò comporta che vengano intaccate le riserve idriche fossili degli stessi, con impossibilità di rimpiazzo a breve termine; ad esempio nelle regioni Himalayane si sta assistendo ad un aumento dei tassi di ablazione annui. (Barnett et al. 2005)
- Se consideriamo lo SWE come variabile strettamente dipendente dall'accumulo nevoso al suolo, Mote et al., in uno studio condotto nell'Ovest degli Stati Uniti, hanno dimostrato come tale grandezza sia correlata linearmente sia alla precipitazione che alla temperatura, ma la dipendenza dall'una o

dall'altra variabile è diversa a seconda della quota: nelle regioni montuose lo SWE è dominato dalla precipitazione nevosa invernale, mentre nelle regioni vallive e collinari lo SWE è strettamente correlato alla temperatura. Nella *Figura I-VI* si riporta la correlazione in funzione di entrambe le variabili:

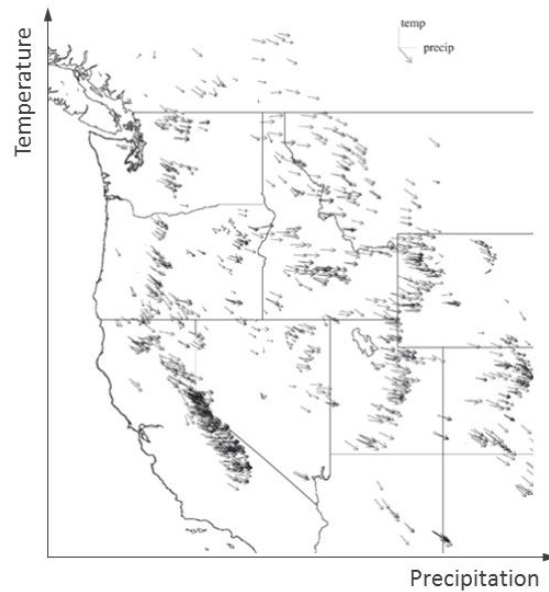


Figura I-VI. Correlazione tra lo SWE e la precipitazione (riportata sull'asse delle ascisse) e la temperatura (riportata sull'asse delle ordinate). Nel primo caso la correlazione è positiva, mentre nel secondo è negativa: un aumento nella temperatura media porta ad una diminuzione dello SWE calcolato al 1° Aprile. (Mote et al. 2005)

In generale si assiste ad una diminuzione ampiamente diffusa dello SWE e si pensa che in futuro esso possa diminuire ulteriormente poiché il trend di temperatura media globale al variare del tempo è crescente, mentre non si evidenziano trend significativi nelle precipitazioni medie annue.

- L'aumento delle temperature primaverili osservate nell'Ovest degli Stati Uniti ha come conseguenza un anticipo nel picco di fusione nivale, tanto maggiore alle quote inferiori a 2500 m, con una variazione di 10-20 giorni registrata nel periodo 1950-1999. Il trend è statisticamente significativo nelle regioni di Nord-Ovest degli USA, mentre un trend positivo ma non statisticamente significativo, si registra per alcune stazioni ubicate in Sierra Nevada a quote elevate, meno sensibili ai cambiamenti di temperatura.

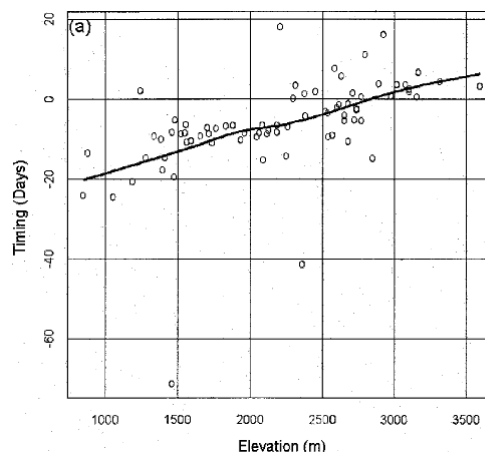


Figura I-VII. Anticipazione dell'istante di tempo in cui si raggiunge il picco di fusione nivale in bacini idrografici dell'Ovest degli USA. (Regonda et al. 2004)

- Sempre dall'analisi di *Regonda et al.* citata in precedenza, si osserva un incremento del deflusso nei mesi di marzo e aprile ed una decrescita nei mesi di maggio e giugno, che suggeriscono un cambiamento nel regime idrologico causato dalla variazione nelle precipitazioni e nelle temperature. Le precipitazioni invernali mostrano un trend leggermente positivo ma esse non generano un aumento nella portata primaverile; questo risultato suggerisce come negli ultimi decenni una parte della precipitazione nevosa si sia trasformata in precipitazione liquida anche durante la stagione più fredda.

Riassumendo possiamo affermare come il cambiamento climatico intervenga profondamente sull'accumulo nevoso al suolo e questo si riflette in un cambiamento nel regime delle portate evidenziando, sia una variazione nel volume annuo idrico disponibile, sia una variazione del periodo in cui si verifica il picco di piena. Le regioni che maggiormente risentono del cambiamento climatico alle nostre latitudini sono quelle poste a quote collinari o di media montagna, approssimativamente sotto i 2000 m, poiché modeste variazioni nella temperatura modificano profondamente il regime nivometrico senza che un aumento della precipitazione media annua compensi tale perdita.

Queste sono tendenze osservate a livello generale, tuttavia la copertura nevosa non è governata solamente dalle due variabili climatiche principali ma anche da effetti locali di sito riguardanti la morfologia o le condizioni particolari di esposizione o di copertura del suolo.

1.2.3 I GHIACCIAI E IL CAMBIAMENTO CLIMATICO

La principale riserva di acqua dolce esistente sulla Terra è costituita dai ghiacciai. Secondo il World Glacier Monitoring Service di Zurigo si stima che attualmente essi occupano il 10% della superficie terrestre.

La quasi totalità del ghiaccio terrestre è racchiuso nelle grandi calotte dell'Antartide e della Groenlandia, che ospitano il 96% della superficie ghiacciata e, dal punto di vista statistico, i numerosi ghiacciai localizzati nelle principali catene montuose di Europa, Asia e America sembrano essere trascurabili rispetto ad essi. Tale considerazione è maggiormente vera se si valuta il loro contributo volumetrico in termini percentuali a livello mondiale, in realtà essi costituiscono una riserva idrica fondamentale nel ciclo idrologico, specie nel caso in cui la valutazione viene eseguita alla scala locale.

Al di fuori delle regioni polari le aree maggiormente estese ricoperte da ghiaccio risultano essere ospitate nelle grandi catene montuose dell'Asia e dell'America. In particolare in Pamir, Tien Shan, Karakorum, Himalaya, Altai, le colate glaciali si estendono per decine di chilometri; esse sono definite le “water tower” per la fondamentale importanza che rivestono nell'approvvigionamento idrico delle popolazioni che vivono alle pendici di questi importanti rilievi. (*Wiltshire 2014*)

Piccoli ghiacciai sono presenti anche in Africa, nei pressi dell'equatore, in corrispondenza delle vette più alte del continente, come il Kilimangiaro, il Ruwenzori e il Kenya (*Smiraglia, 1992*). Nell'ultimo secolo tuttavia, tali ghiacciai hanno subito dei forti regressi; prendendo ad esempio il Kilimangiaro, esso ha subito una perdita volumetrica dell'80% a causa delle temperature sempre più elevate e del conseguente aumento della quota dello zero termico. Oltre a questi fattori si aggiunge l'intenso disboscamento che in pochi anni ha disintegrato interi lembi di foresta pluviale, riducendo l'umidità della regione, che si ripercuote su una minore precipitazione nevosa invernale. (*USGS, 2014*)

Nonostante la loro superficie complessiva sia molto ridotta (0.018% della superficie totale), sono le Alpi ad ospitare i ghiacciai per i quali si dispone delle informazioni più attendibili e di più lunga durata, infatti, qui nasce, a partire dalla metà dell'Ottocento, la moderna glaciologia con rilievi sistematici di avanzamento e arretramento delle fronti oltre che dei più moderni bilanci di massa. Il ghiacciaio avente la più lunga serie di misure relative al bilancio di massa è il Claridenfirn, dove lo Swiss Meteorological Office porta avanti una campagna di misurazione annuale dal 1914.

Sulla catena alpina, secondo il Catasto realizzato a livello mondiale nel 1989, sono censiti 5154 ghiacciai che coprono una superficie di circa 3000 Km², distribuiti per il 46% in Svizzera, dove risiedono i maggiori ghiacciai alpini: l'Aletsch nelle Alpi Bernesi, il Gorner nel gruppo del Monte Rosa e il Morteratsch nel gruppo del Bernina.

Sul versante italiano delle Alpi si distribuisce circa il 20% delle aree glaciali della catena, con una concentrazione maggiore nel gruppo dell'Ortles-Cevedale (circa 100 Km²), seguito dall'Adamello-Presanella e dal Monte Bianco. Si stima che attorno al 2000, in Italia, la superficie glaciale corrispondesse a poco meno di 500 Km², e che la riserva idrica immagazzinata ammontasse a circa 16 miliardi di m³, quantitativo simile alla metà del volume del Lago Maggiore. (*Smiraglia et al., 2003 Bollettino Società geografica italiana XI*)

Da questi dati si capisce la fondamentale importanza che rivestono i ghiacciai come riserva idrica da preservare, poiché ad essi sono correlate numerose attività umane come la produzione di energia, la fruibilità turistica, l'approvvigionamento idrico.

L'impatto del riscaldamento globale sui ghiacciai alpini

Nelle regioni alpine più densamente popolate, i ghiacciai costituiscono la principale risorsa di acqua dolce per uso domestico, agricolo e industriale oltre ad essere una componente economica fondamentale se collegata alla fruibilità turistica e alla produzione di energia idroelettrica.

Tuttavia dalla metà del diciannovesimo secolo ad oggi si è assistito ad una riduzione di oltre il 50% della superficie ghiacciata, causata probabilmente dall'aumento delle temperature medie osservate. (*Bonanno et al. 2010*). Salvo isolate e temporanee eccezioni ("Karakorum anomaly" con incremento nello spessore di ghiaccio dal 2000 al 2008), l'attuale crisi della criosfera riguarda tutte le catene montuose del mondo, con molteplici implicazioni: alterazione dei regimi idrologici e maggiore vulnerabilità alle siccità estive, diminuzione della stabilità dei versanti a causa della fusione del permafrost, perdita di endemismi tipici degli ambienti glaciali, aumento dei rischi legati alla mutata dinamica glaciale (formazione di laghi in quota con possibili flash flood).

La riduzione dei ghiacciai rientra tra le conseguenze più evidenti del riscaldamento globale in area alpina e, dopo l'ultima avanzata risalente alla Piccola Età Glaciale terminata nel 1850, hanno subito fino ad oggi un regresso continuo, sia in termini areali che volumetrici, interrotti solamente da brevi avanzate attorno al 1880, 1920 e tra il 1970 e 1986. (*Citterio et al. 2007*)

La copertura glaciale alpina si stima essere diminuita del 35% dal 1850 al 1970 e di un ulteriore 22% dal 2000 (*Paul 2004*). Misure di bilancio di massa mostrano un'accelerazione nella perdita di ghiaccio dopo il 1980 culminata con una perdita annuale tra il 5 e il 10% nella torrida estate del 2003.

A partire dal 2003 si è osservata ovunque una forte accelerazione dei regressi, e i ghiacciai di dimensioni minori (glacionevati), ubicati in situazioni marginali per il glacialismo, si sono già estinti, soprattutto sulle Alpi Marittime, Monviso, versante Sud del Gran Paradiso, Dolomiti. Al contrario a quote più elevate, sopra i 4000 m, per ora l'incidenza del riscaldamento sui volumi glaciali è stata marginale, come attestato per il Monte Bianco da *Vincent et al. (2007)*.

Nella *Figura 1-VIII* si riporta il bilancio di massa a livello mondiale secondo una recente stima del WGMS (World Glacier Monitoring Service):

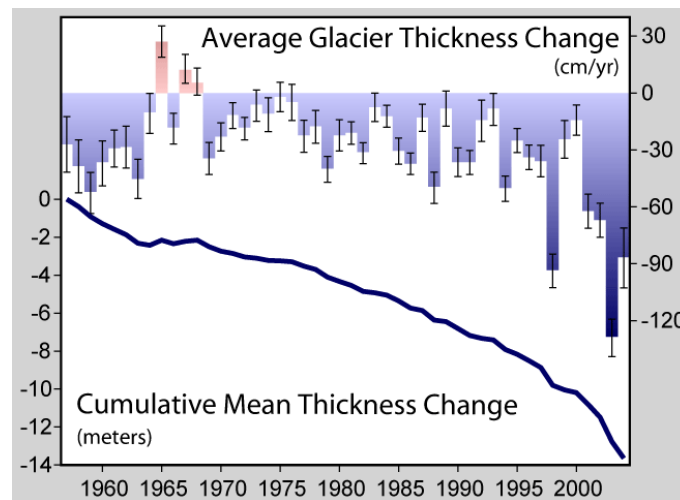


Figura 1-VIII. Bilancio di massa dei ghiacciai a livello mondiale riportato dal WGMS (2005).

Infatti, lo “ stato di salute” di un ghiacciaio può essere determinato solamente da un accurato bilancio di massa tra l’apporto nevoso al di sopra dell’ELA (Equilibrium altitude line, quota alla quale si osserva la compensazione fra accumulo e ablazione annua) e il quantitativo idrico equivalente al volume di ghiaccio perso a causa dell’ablazione.

Le cause dell’attuale recesso sono da attribuire alla fase di fusione estiva, che risulta essere più intensa e prolungata a causa delle temperature più elevate, stimate essersi innalzate di + 1.2°C rispetto alla media di lungo periodo nella seconda metà del XX secolo nelle aree alpine (*Brunetti et al. 2006*); tale aumento è quasi doppio rispetto a quello osservato a scala mondiale dall’IPCC e pari a + 0.74°C.

Inoltre negli ultimi quarant’anni si è assistito alla diminuzione del numero di nevicate e alla generale riduzione del numero di giorni con neve al suolo, dello spessore e della durata del manto. Le variazioni nell’alimentazione nevosa invernale, tuttavia, sembrano avere un ruolo più modesto e limitato ai settori posizionati alle quote più elevate. Nel recente catasto italiano del 2014, viene evidenziato un incremento della copertura detritica, in particolare sulle lingue vallive, generalmente posizionate alle quote inferiori, dove si verifica il massimo dell’ablazione glaciale (cioè la perdita di volume a causa della fusione e della sublimazione).

In alcuni ghiacciai come quello del Belvedere, situato alle pendici della parete Est del Monte Rosa, lo spessore dei detriti è alimentato dalle frane di roccia e di ghiaccio che caratterizzano le scoscese pareti della Valle Anzasca; tali movimenti franosi stanno aumentando in intensità e numero a causa della degradazione del permafrost.

Tale fenomeno è di particolare importanza in quanto lo spessore e la litologia dei detriti che rivestono i ghiacciai influenzano fortemente il tasso di ablazione. Curve sperimentali mostrano come il tasso di

ablazione medio giornaliero aumenta con lo spessore del detrito raggiungendo un massimo tra 1 e 2 cm, successivamente si assiste ad una rapida decrescita per spessori via via maggiori. Nella *Figura 1-IX* si riportano delle curve sperimentali definite per alcuni fra i maggiori ghiacciai neri presenti sulla Terra:

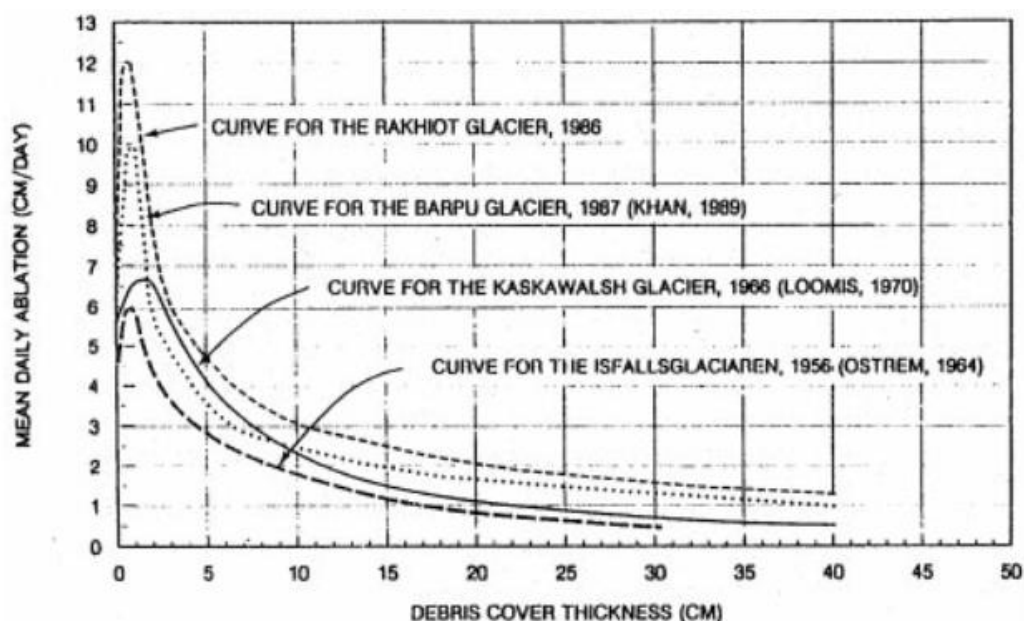


Figura 1-IX. Relazioni sperimentali fra tasso di ablazione medio giornaliero e spessore della copertura detritica (Nakawo & Rana 1999).

L'aumento della copertura detritica causato dalla maggior frequenza delle frane di roccia, potrebbe esercitare un feedback positivo e, unitamente all'aumento della precipitazione nevosa osservata negli inverni del 2012-13 e 2013-2014, potrebbe rallentare il regresso degli apparati glaciali, anche se per invertire la tendenza è necessario che l'accumulo sia superiore all'ablazione per un periodo sufficientemente lungo.

Recenti studi, finalizzati alla valutazione della risposta degli apparati glaciali alpini al cambiamento climatico, mostrano forti riduzioni delle coperture glaciali generati dai rilevanti aumenti di temperatura previsti per i prossimi decenni (Garavaglia et al. 2014). Il ritiro dei ghiacciai, oltre a ridurre il quantitativo idrico disponibile allo scopo potabile ed idroelettrico, comporta una forte modifica dell'ecosistema alpino sia a livello morfologico, che influenzando i deflussi fluviali in alta quota, con la formazione di specchi d'acqua naturali.

Obiettivo di questo lavoro sarà capire in quale misura la dinamica di fusione glaciale influisce sul regime idrologico del bacino idrografico in esame, dapprima a livello attuale, per poi valutare in fase di simulazione come varia tale contributo in risposta a possibili scenari climatici futuri.

1.3 MODELLI AFFLUSSI-DEFLUSSI DA LETTERATURA

La comprensione dei recenti cambiamenti del sistema climatico derivano dalla combinazione di osservazioni, studi dei processi di feedback e simulazione dei modelli. La valutazione della capacità dei modelli climatici di simulare i cambiamenti recenti richiede l'analisi e la considerazione dello stato di tutte le componenti dei sistemi climatici modellati all'inizio della simulazione e delle forzanti naturali e antropogeniche utilizzate come input ai modelli.

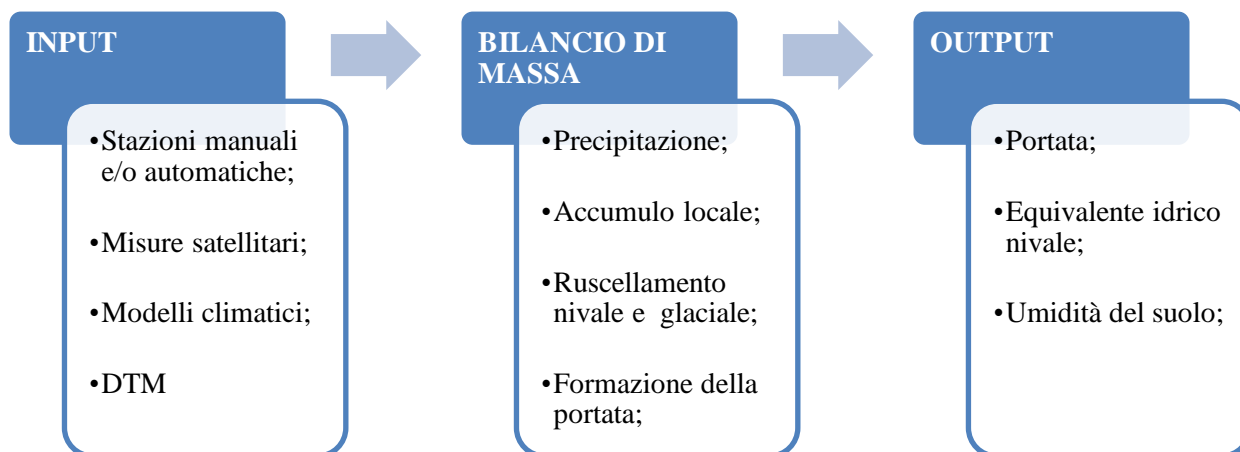
I modelli climatici che forniscono la variazione delle principali variabili climatiche future sulla base di scenari di emissione dei gas serra e, più in generale, di ipotesi sullo sviluppo socio-economico mondiale, sono gli input ai modelli afflussi deflussi necessari per valutare l'impatto della variabilità climatica sul regime idrologico.

Nel paragrafo seguente verranno descritti in breve i modelli implementati recentemente dai ricercatori di tutto il mondo, in particolare quelli che sono in grado di riprodurre in modo più accurato possibile le grandezze idrologiche di principale interesse.

1.3.1 STRUTTURA DEI MODELLI AFFLUSSI-DEFLUSSI

Nella letteratura scientifica dell'ultimo ventennio si trovano con sempre maggiore frequenza pubblicazioni che riguardano l'implementazione di nuovi modelli che, partendo dagli input meteorologici, simulano il deflusso idrico nei bacini idrografici.

Concettualmente tutti i modelli riproducono lo schema qui riportato:



Analizziamo in breve le componenti principali dei modelli, soffermandoci in modo particolare sui dati in ingresso e sulla tipologia dei modelli esistenti in letteratura.

1.3.2 INPUT AL MODELLO IDROLOGICO

La quantità e la risoluzione temporale e spaziale dei dati in ingresso, sono funzione dell'obiettivo che ci si prepone e del grado di dettaglio che si cerca di raggiungere in fase di simulazione, tuttavia possiamo raggruppare i dati in input in tre macrocategorie:

- Dati provenienti dalle stazioni di misura presenti sul bacino idrografico in esame: tipicamente sono utilizzati in fase di calibrazione e validazione dei modelli parametrici, o per testare l'accuratezza delle simulazioni dei modelli fisicamente basati. La risoluzione temporale e il tipo di variabile meteorologica misurata, sono funzione della tipologia della strumentazione installata in sito; tipicamente si utilizzano dati orari di: temperatura, precipitazione, velocità del vento, radiazione solare, umidità dell'aria. Una rete di stazioni automatiche particolarmente all'avanguardia nel settore idrologico è quella disposta nell'Ovest degli Stati Uniti e nell'Alaska che prende il nome di SNOTEL (<http://www.wcc.nrcs.usda.gov/snow>) oppure, in Europa, quella della Confederazione Svizzera (<http://www.meteoswiss.admin.ch>).
- Dati forniti dalle simulazioni dei modelli climatici a circolazione globale (GCM) oppure regionali (RCM): i modelli climatici a circolazione globale simulano l'andamento temporale delle principali variabili climatiche sulla base di scenari di cambiamento climatico con bassa risoluzione spaziale. Mediante tecniche di downscaling statistiche basate sull'analogia, si passa dalle grandezze meteorologiche a grande scala, alle stesse grandezze ad una risoluzione spaziale più elevata.
- Dati forniti da sensori montati su satelliti: tipicamente vengono utilizzati per definire l'estensione areale della copertura nevosa oppure per circoscrivere in maniera dettagliata la superficie di un ghiacciaio. (Da Ronco & De Michele 2014)

Oltre alle variabili meteorologiche osservate, l'input fondamentale ai modelli afflussi-deflussi è costituito dal modello digitale del terreno, indispensabile per lo studio geomorfologico del bacino idrografico, ed in modo particolare, per la valutazione dell'esposizione dei versanti e per la ricostruzione del reticolo idrografico (Per approfondire il concetto si faccia riferimento al testo *Sistemi informativi territoriali*, Migliaccio 2007).

Altro parametro che assume importanza sempre maggiore è la descrizione della copertura del suolo, soprattutto per calcolare correttamente i flussi di calore scambiati tra la superficie stessa del suolo e l'atmosfera circostante. In proposito sono numerosi gli esempi in letteratura che sottolineano l'influenza della copertura vegetale sulla fusione nivale, oppure le variazioni nell'albedo della superficie ghiacciata a causa del processo di invecchiamento della neve. (Essery et al. 2003)

1.3.3 TIPOLOGIE DI MODELLO AFFLUSSI-DEFLUSSI

Come già affermato in precedenza, l'approccio da utilizzare per valutare gli effetti del cambiamento climatico sul regime idrologico è correlato all'obiettivo da perseguire e al grado di dettaglio che si vuole raggiungere in fase di simulazione. I modelli per la stima del deflusso idrico in un bacino idrografico si dividono in modelli fisicamente basati e modelli concettuali.

MODELLI FISICAMENTE BASATI

I modelli fisicamente basati solitamente consistono in modelli di bilancio energetico e idrologico basati su equazioni che cercano di riprodurre il più fedelmente possibile i processi fisici che riguardano il ciclo

idrologico. Spesso hanno la caratteristica di essere spazialmente distribuiti, richiedono un gran numero di variabili in ingresso, a volte difficilmente reperibili, pertanto possono essere utilizzati solamente in aree in cui è presente un'elevata copertura di stazioni idrometeorologiche.

Il grande vantaggio nell'utilizzare questo tipo di modelli risiede nel fatto che, dopo aver definito i processi fisici principali che legano gli afflussi ai deflussi, il modello può essere utilizzato in fase previsionale ed è indipendente da parametri di calibrazione empirici.

Un modello dettagliato che descrive il processo di formazione del deflusso idrico in bacini posti alle elevate altitudini, in particolare concentrandosi sui processi che riguardano la fusione nivale, è il modello ALPINE 3D (Lehning et al. 2006). Tale modello risulta di particolare interesse poiché è molto utilizzato in letteratura, grazie alla sua descrizione approfondita dei processi fisici, in particolare per la stima della copertura nevosa, per la modellazione delle valanghe e lo sviluppo del permafrost e per simulare i cambiamenti nella vegetazione sotto uno scenario di cambiamento climatico.

La struttura del modello viene schematicamente riportata nella Figura 1-X:

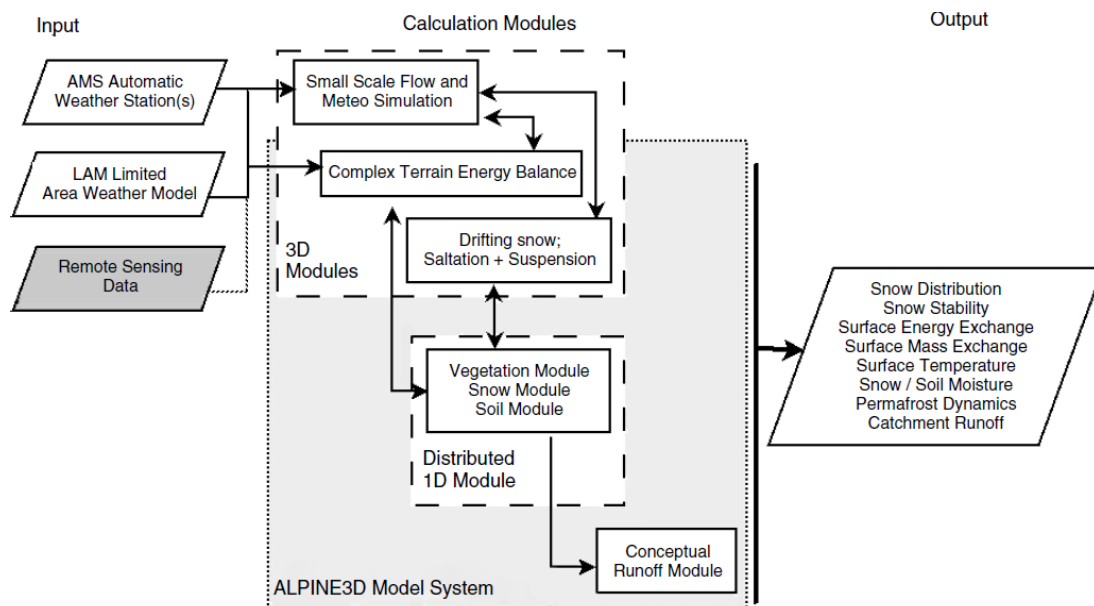


Figura 1-X. Struttura del modello Alpine 3D. (Lehning et al. 2006)

L'obiettivo degli autori è quello di descrivere accuratamente i processi fisici in gioco utilizzando un'elevata risoluzione spaziale e temporale poiché le regioni montuose presentano una grande variabilità, riuscendo a riprodurre fedelmente gli scambi energetici e di massa tra atmosfera e superficie terrestre. A questo scopo in ingresso al modello vengono forniti il modello digitale del terreno con risoluzione da 5 a 25 metri e una mappa di uso del suolo con risoluzione di 100 m. Tale livello di dettaglio permette di descrivere i processi in atmosfera tridimensionalmente, tenendo conto anche degli effetti advettivi, mentre i processi che avvengono nel sottosuolo hanno una componente predominante verticale senza scambi laterali, pertanto vengono descritti con un modello 1D. Gli input al modello sono gli stessi descritti nel capitolo 1.3.2: temperatura dell'aria, umidità, precipitazione, velocità del vento, radiazione solare incidente o riflessa, radiazione incidente a onde lunghe e copertura nuvolosa.

Per quanto riguarda il sottosuolo invece, primaria importanza rivestono: la copertura nevosa iniziale, la tipologia di vegetazione, il leaf area index, la porosità, la massima capacità di campo.

Come descritto dalla *Figura 1-X* sono presenti diversi moduli di calcolo:

- **Modulo di simulazione del flusso a piccola scala e simulazione meteorologica:** nel caso siano presenti più stazioni di misura, viene riprodotto un modello bidimensionale delle variabili atmosferiche basato su uno schema di interpolazione, in particolare vengono creati campi di temperatura, umidità, precipitazione, velocità del vento, mentre la radiazione solare è calcolata nell'apposito modulo di bilancio energetico. Un'alternativa, che per ora è ritenuta troppo onerosa a livello computazionale, consiste nell'utilizzare modelli di flusso a piccola scala che riproducono la variabilità atmosferica delle principali grandezze meteorologiche, tuttavia attualmente tali modelli non sono indicati per le simulazioni in aree alpine.
- **Complex terrain radiation module:** la radiazione solare nelle regioni montane riveste un ruolo fondamentale ed è fortemente influenzata dalla topografia e dall'esposizione dei versanti, poiché questi ultimi costituiscono delle superfici riflettenti e sono responsabili dell'effetto ombra. La quantità di radiazione ad onda lunga assorbita e ricevuta dal suolo a causa della emissione da parte del suolo stesso, dipendono dalla distanza tra la superficie che la riceve e quella che la emette. Tale quantità è calcolata sulla base di un fattore visivo: esso è determinato geometricamente e definito come la frazione dell'irradianza rilasciata da una parte del sottosuolo che è assorbita, e quindi "vista", da un'altra parte di suolo distinta. Essendo un fattore ricavato a livello geometrico, è fondamentale avere a disposizione un DTM ad elevata risoluzione, calcolare l'angolo di inclinazione della superficie e l'esposizione relativa alla radiazione solare.
- **Module for snow transport:** in questo modulo vengono modellati tre tipi di processi che coinvolgono la copertura nevosa: il trasporto superficiale causato dal vento, il processo di advezione e diffusione e quello di sublimazione. Il primo di essi è computato solo nei primi 10 cm di terreno ed è modellato mediante il modello di equilibrio del trasporto solido di *Doorschot et al (2004)*. Il secondo utilizza le equazioni di advezione-diffusione con una semi-discretizzazione in spazio di Petrov-Galerkin, mentre non è possibile tenere conto dell'effetto di feedback causato dalla neve trasportata sul campo di vento.
- **Modello 1D del sottosuolo:** per la simulazione della copertura nevosa si utilizza il modello SNOWPACK (*Lehning et al. 1999 e 2002*) in grado di descrivere una stratigrafia dettagliata che permette di valutare la stabilità dell'ammasso nevoso. E' un modello in grado di effettuare un bilancio energetico e di massa, con una modellazione accurata del flusso di calore latente e delle equazioni di trasporto del calore, tramite una discretizzazione ad elementi finiti. Recentemente è stato sviluppato per tenere conto della presenza della vegetazione in termini di scambi di calore e di intercettazione della precipitazione. SNOWPACK tuttavia è stato sviluppato per simulare il comportamento di altri materiali come il suolo, il permafrost o il gravel, a patto di inserire i parametri necessari per il calcolo del bilancio energetico e idrico come: la capacità termica, la conduttività termica, le dimensioni dei grani.
- **Modello di runoff concettuale:** il deflusso idrico, nelle regioni montuose, è caratterizzato da un'elevata variabilità in spazio e tempo e questa è ben descritta dal modello poiché questo modulo riceve in ingresso gli output del modello distribuito del suolo citato in precedenza. Può essere suddiviso in tre componenti: il flusso superficiale che è generato dalla precipitazione che cade sulle

superfici impermeabili, l'infiltrazione dominata dalle caratteristiche del suolo e il flusso di base considerato come la sovrapposizione di una componente lenta e una a risposta più rapida.

Come evidenza la complicata struttura, il principale punto di forza del modello consiste nella sua dettagliata descrizione e abilità nella riprodurre fedelmente i processi di scambi di massa ed energia tra suolo ed atmosfera nelle regioni montuose. Per mostrare la grande affidabilità del modello nel riprodurre correttamente la copertura nevosa si riporta nella *Figura 1-XI* il raffronto visivo tra copertura nevosa osservata da satellite e quella simulata dal modello ALPINE 3D:

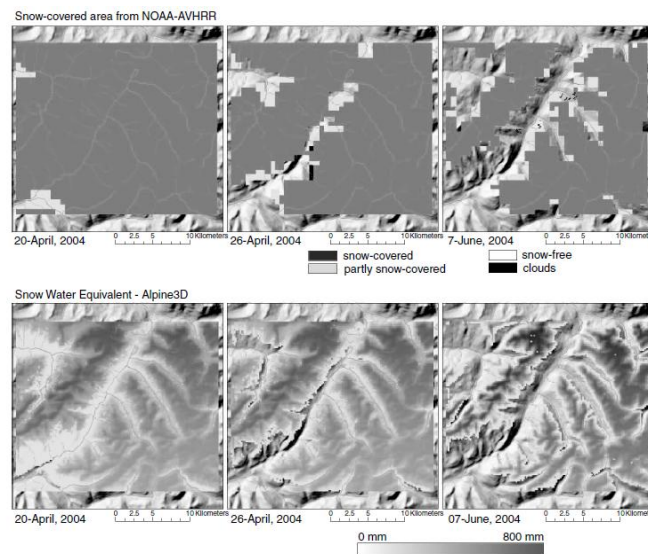


Figura 1-XI. Confronto tra altezza di neve osservata e simulata nel bacino di Dischma in Svizzera. (Lehning et al. 2006)

Fino ad ora è l'unico modello in letteratura in grado di descrivere in maniera combinata il bilancio di radiazione energetica, il trasporto della neve causato dal vento, l'effetto della copertura vegetale e della neve sulla dinamica del suolo, in particolare su terreni impervi come sono quelli delle regioni montuose.

Il comparto meno approfondito dal punto di vista modellistico è sicuramente quello che simula il deflusso idrico poiché richiede dati di sottosuolo in grande quantità, i quali risultano spesso difficilmente reperibili.

In questo caso infatti, le misure idrometriche sono utilizzate come parametro di target per quantificare la bontà del modello grazie alla facile reperibilità delle misure quantitative della portata.

In particolare il runoff osservato è stato confrontato con quello simulato per valutare l'influenza della copertura vegetale in bacini snow-dominated:

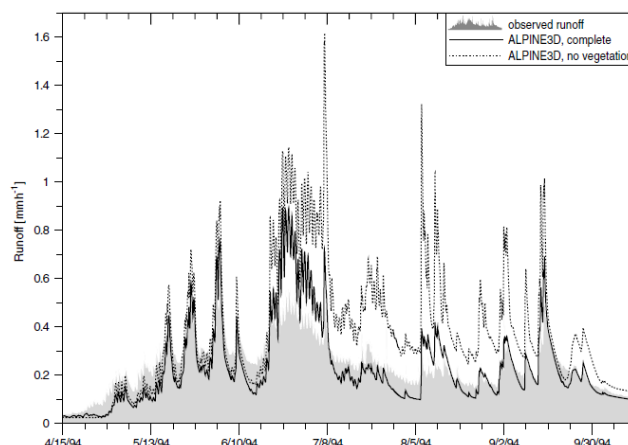


Figura 1-XII. Portata osservata e simulata considerando o meno la presenza della vegetazione. (Lehning et al. 2006)

Dalla *Figura 1-XII* si nota come il deflusso idrico sia fortemente influenzato dalla copertura vegetale del suolo, infatti, i risultati del modello sono molto più vicini ai valori di portata osservata qualora si consideri questo fattore. Stessa considerazione può essere fatta per la componente di radiazione riflessa dalla superficie terrestre e poi assorbita dal suolo stesso in funzione dell'esposizione dei versanti e della topografia, caratteristiche peculiari delle regioni montuose.

Infine il modello è principalmente utilizzato in quattro settori della ricerca che si occupano di:

- Simulare la variabilità spaziale dell'accumulo nevoso e la sua stratigrafia al fine di prevedere la possibile insorgenza delle valanghe;
- L'interazione tra la vegetazione e la neve;
- La dinamica del permafrost e gli effetti del cambiamento climatico su di esso;
- La valutazione delle variazioni nel regime delle portate in risposta a scenari climatici futuri;

MODELLI PARAMETRICI

I modelli parametrici vengono utilizzati per stimare il regime medio delle portate mensili o giornaliere, soprattutto in bacini montani scarsamente monitorati. Il bacino idrografico è studiato "a scatola chiusa", trascurando la variabilità spaziale e descrivendolo in termini di variabili mediate in spazio e tempo.

I modelli parametrici si basano sulla calibrazione di uno o più parametri ottenuti cercando di minimizzare l'errore tra le portate osservate e quelle simulate dal modello; tali parametri vengono poi mantenuti costanti in fase di previsione.

Non richiedono un costo computazionale elevato e sono più facilmente implementabili rispetto ai modelli distribuiti fisicamente basati; generalmente hanno una bassa risoluzione temporale e mal si adattano a descrivere la variabilità giornaliera dei processi idrologici. Tuttavia esistono dei modelli, come il SEHR-ECHO model (Spatially Explicit Hydrologic Response model for ecohydrologic applications) sviluppato dall'EPFL di Losanna che, pur essendo un modello parametrico, permette di tener conto in maniera accurata della variabilità spaziale e temporale dei processi fisici a scala oraria, simulando il runoff e la diffusione all'interno del corso d'acqua utilizzando l'approccio della dispersione geomorfologica. (*Schaefli et al. 2014*)

Un esempio specifico di tale tipologia appena descritta è un modello di bilancio idrico per la stima della portata nelle regioni montuose piemontesi elaborato dal Politecnico di Torino, la cui struttura è riportata in *Figura 1-XIII*. (*Bartolini et al. 2011*)

A detta degli autori è un modello parsimonioso sia in termini di parametrizzazione, sia per la scarsa quantità di dati in input utilizzati per il calcolo del regime medio delle portate, specialmente in bacini posti a quote elevate dove le stazioni di misura sono difficilmente disponibili.

In ingresso al modello è necessario fornire la precipitazione e la temperatura media mensile oltre a caratteristiche geomorfologiche del bacino, principalmente correlate alla variabilità in quota dello stesso.

Il bacino viene discretizzato con una griglia regolare avente celle di dimensione di 1 Km^2 caratterizzate da una propria altitudine e latitudine.

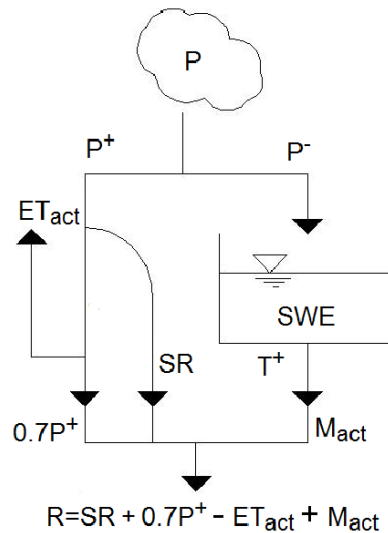


Figura 1-XIII. Struttura del modello parametrico di Bartolini.

La precipitazione

Ad ogni istante temporale la precipitazione in input viene suddivisa in due componenti a seconda del valore di temperatura giornaliero:

- P^+ : porzione della precipitazione liquida, si forma nel caso in cui la temperatura sia positiva. A sua volta viene divisa in due componenti: $0.7P^+$, che costituisce la componente che si infiltra, mentre la restante parte costituisce il ruscellamento (SR), assunto come frazione costante durante l'anno;
- P^- : nel caso in cui la temperatura fosse minore di 0°C la precipitazione cade sotto forma di neve e va a costituire l'accumulo nevoso al suolo;

Il bilancio idrico è applicato con risoluzione temporale mensile, tuttavia assumere che la temperatura sia costante durante un intero mese è una forzatura, pertanto gli autori hanno deciso di rappresentare l'oscillazione mensile della temperatura mediante una funzione di distribuzione apposita.

La temperatura media giornaliera si ipotizza che segua una distribuzione logistica, la cui funzione densità di probabilità è la seguente:

$$p(T; \mu_j, s_j) = \frac{e^{-(T-\mu_j)/s_j}}{s_j(1 + e^{-\frac{T-\mu_j}{s_j}})^2}$$

Dove:

- μ_j è la temperatura media;
- s_j è correlato direttamente alla deviazione standard della temperatura nel mese secondo la relazione:

$$s_j = \frac{\sqrt{3}}{\pi} \sigma_j$$

La deviazione standard è assunta costante per ogni mese ed è uno dei parametri di calibrazione del modello.

Conoscendo la distribuzione probabilistica della temperatura è possibile calcolare la frazione del mese in cui la variabile aleatoria assume un valore minore di 0:

$$NT_j = P(T < 0; \mu_j, s_j) = \frac{1}{\left(1 + e^{-\frac{T-\mu_j}{s_j}}\right)}$$

Per ogni mese la precipitazione totale solida sarà pari a: $P_j^- = NT_j \cdot P_j$.

La restante frazione del mese sarà caratterizzata da precipitazione liquida: $P_j^+ = (1 - NT_j) \cdot P_j$.

Le altre due componenti che influenzano il deflusso idrico sono l'accumulo nevoso e l'evapotraspirazione.

L'accumulo nevoso e la fusione nivale

Il volume di neve accumulato è definito in termini di millimetri di equivalente idrico nivale computato in ogni cella del bacino. La sua dinamica segue la seguente equazione:

$$SWE_j = SWE_{j-1} - M_{act,j} + P_j^-$$

Cioè è funzione dell'equivalente idrico nivale al passo precedente, aumentato della precipitazione solida, a cui viene sottratta la quantità di neve fusa.

La quantità di neve fusa viene calcolata a seconda della temperatura e, tenendo conto che non può mai essere superiore allo SWE_{j-1} , è definita come:

$$M_{act,j} = \begin{cases} M_{pot,j} & \text{se } SWE_{j-1} > M_{pot,j} \\ SWE_{j-1} & \text{se } SWE_{j-1} < M_{pot,j} \end{cases}$$

Dove $M_{pot,j}$ è la quantità di neve che potenzialmente può fondersi (a patto che sia disponibile un tale quantitativo) calcolata come funzione quadratica della temperatura:

$$M_{pot,j} = c \cdot (T_j^+)^2 \cdot (1 - NT_j)$$

Tale quantitativo è da calcolarsi nei soli giorni in cui la temperatura assume valori positivi.

Nell'equazione, c rappresenta il tasso di fusione, che insieme a σ è il secondo parametro del modello, mentre il secondo fattore è il quadrato della temperatura media (solo nel caso essa sia positiva) calcolato sulla base della distribuzione di probabilità logistica secondo la definizione:

$$(T_j^+)^2 = \frac{-2s^2 Li_2\left(-e^{-\frac{\mu_j}{s_j}}\right)}{1 - \frac{1}{1 + e^{\frac{\mu_j}{s_j}}}}$$

Dove Li_2 è la funzione di-logaritmica secondo *Abramowitz e Stegun, 1964*. La dipendenza quadratica dalla temperatura permette di differenziare il tasso di fusione tra la stagione fredda e quella più temperata modulando il fattore c che è assunto costante; questo permette di migliorare i risultati del modello basandosi su un semplice metodo non linearmente dipendente dalla temperatura.

Evapotraspirazione

L'evapotraspirazione è funzione solamente della temperatura e nel modello non si tiene conto né dell'evaporazione della neve né della sublimazione.

Come per la fusione nivale, il quantitativo idrico che evapotraspira mediamente in un mese, è pari a quello potenziale solamente se c 'è una sufficiente quantità di precipitazione liquida a disposizione:

$$ET_{act,j} = \begin{cases} ET_{pot,j} & \text{se } 0.7P_j^+ > ET_{pot,j} \\ 0.7P_j^+ & \text{se } 0.7P_j^+ < ET_{pot,j} \end{cases}$$

In questo caso l'evapotraspirazione potenziale è calcolata secondo la formula di Thornthwaite (1948):

$$ET_{pot,j} = \frac{N_j}{12} \cdot 16 \cdot \left(\frac{10 \cdot T_j^+}{I} \right)^a$$

Dove T_j^+ è la temperatura media (rigorosamente maggiore di 0°C) ottenuta come:

$$T_j^+ = \frac{s \cdot \ln \left(1 + e^{\frac{\mu_j}{s_j}} \right)}{1 - \frac{1}{1 + e^{\frac{\mu_j}{s_j}}}}$$

Nell'equazione precedente $\frac{N_j}{12}$ è un fattore di correzione dipendente dalla latitudine che è richiesto per modificare la lunghezza delle ore di luce giornaliere, mentre a è un coefficiente dipendente dall'indice termico annuale I , ottenuto dalla combinazione delle temperature medie mensili positive:

$$I = \max \left[\sum_{j=1}^K \frac{\mu_j^{1.514}}{5}; 5 \right]$$

Dove k è il numero di mesi caratterizzati da una media mensile delle temperature positiva.

Come conseguenza della variabilità di k con l'altitudine, I assume valori piccoli per le altitudini elevate dove le temperature sono sopra lo zero solo per brevi periodi. Questo fa sì che ci sia una sovrastima dell'evapotraspirazione potenziale poiché il metodo di Thornthwaite non è stato originariamente concepito per lo studio delle regioni *snow-dominated*. Per correggere questa carenza si definisce I in modo che il valore

minimo che possa assumere è pari a 5°C. Seguendo questo approccio il modello è in grado di stimare in maniera realistica il valore dell'evapotraspirazione anche a quote elevate.

Equazione di bilancio

Dopo aver definito tutti i termini che rientrano nell'equazione di bilancio è possibile calcolare il deflusso medio mensile con la formula:

$$R_j = SR_j + 0.7P_j^+ - ET_{act,j} + M_{act,j}$$

Tale equazione è applicata ad ogni cella del dominio separatamente e il deflusso totale sarà ottenuto unendo le celle di tutto il bacino in esame; i flussi laterali e l'accumulo nel sottosuolo non vengono considerati. Nel caso di temperatura inferiore agli 0°C, la precipitazione è solida e si suppongono nulli sia l'evaporazione che il runoff, viceversa, i processi considerati sono la fusione nivale, il runoff e l'evapotraspirazione.

Correzione della precipitazione

Gli autori hanno utilizzato il modello in 39 bacini del Nord Italia e in 33 casi si è osservato che il volume di precipitazione in ingresso è inferiore al runoff annuo, pertanto è stata implementata una procedura per la chiusura del bilancio idrico basata su due step:

- Inizialmente viene fatta una simulazione inserendo dei valori fissati a priori per i parametri σ e c . In particolare la deviazione standard è assunta pari a 3°C e il tasso di fusione pari a 0.7 mm/giorno°C. Sulla base di questi parametri si calcola il *bias* del runoff come differenza fra valore osservato e simulato annuo: $b = R_{tot,obs} - R_{tot,sim}$.
- Siccome la precipitazione totale annua deve essere pari al deflusso totale annuo, si assume che l'intero *bias* ricada sulla precipitazione, equiripartendolo su ogni mese secondo la formula:

$$P_{adj,j} = P_j + \frac{b}{12}$$

La procedura è ritenuta valida poiché sperimentalmente si è visto come b non sia fortemente influenzato dai parametri di calibrazione del modello, infatti, essi agiscono in maniera più spiccata sul timing rispetto che sulla quantità media del deflusso.

Questa procedura ha lo svantaggio di essere legata alle misure di portata, ma tali osservazioni risultano difficilmente reperibili soprattutto in bacini non strumentati, pertanto sono state elaborate delle relazioni che legano il *bias* (b) a parametri geomorfologici del bacino. A titolo di esempio si riporta una relazione empirica ricavata dagli autori che lega il *bias* all'altitudine media del bacino secondo la relazione:

$$b = 0.112h$$

Calibrazione dei parametri del modello

Come citato nella parte introduttiva del capitolo, il modello, per essere utilizzato in fase di previsione, necessita di una fase di calibrazione che consiste nel trovare quel valore dei parametri che rendano minima la differenza fra deflusso osservato e simulato.

I parametri hanno un ampio range di variabilità: σ varia da 1-10°C mentre il tasso di fusione varia tra 0.02-1 mm/giorno°C, pertanto questa fase richiede l'implementazione di una procedura automatica particolarmente onerosa. La fase di calibrazione consiste nel minimizzare il MAE (errore medio assoluto mensile) definito come:

$$MAE(\sigma, c) = \frac{1}{12} \sum_{j=1}^{12} |R_{obs,j} - R_{sim,j}|$$

All'aumentare del numero dei parametri del modello l'operazione di minimizzazione è sempre più difficoltosa e viene eseguita per tentativi, inoltre può succedere che combinazioni diverse di parametri diano lo stesso valore del MAE, in questo caso bisognerà definire altri criteri che permettano di stabilire quale combinazione dia un risultato più esaustivo dal punto di vista del bilancio idrico alla sezione di chiusura.

La procedura può essere eseguita o per singolo bacino, oppure in modo aggregato, se lo studio è di carattere regionale e comprende una vasta area.

Applicazioni a scala locale

Dalle numerose simulazioni effettuate da *Bartolini et al.* si evince come il modello sia particolarmente adatto per bacini idrografici di piccole dimensioni caratterizzati da escursioni altimetriche importanti.

Nella *Figura 1-XIV* si riporta il confronto tra deflusso osservato e simulato per quattro diversi bacini idrografici alpini, in cui viene indicato il *quality index (QI)*. Tale parametro è funzione di quattro fattori: la deviazione standard mensile del runoff, l'errore medio assoluto, il *bias* fra volume di runoff e volume di precipitazione e il tempo di picco dell'idrogramma. Ad ognuno di questi fattori viene attribuito un valore discreto suddividendo l'intervallo tra 0 e 1 in 5 classi: (0, 0.25, 0.5, 0.75, 1) e facendo una media dei punteggi di tutti e 4 i fattori si ottiene il *quality index*.

Il modello sembra riprodurre bene la forma dell'idrogramma e l'istante di tempo in cui si raggiunge il picco di piena, ma si assiste ad una sovrastima del deflusso in ottobre, ed una sottostima del deflusso lungo luglio e agosto; ciò è dovuto principalmente alla struttura semplificata del modello stesso.

Gli autori suppongono che questi errori siano dovuti all'assenza di un modulo che calcoli il quantitativo idrico stoccato nel sottosuolo che accumula parte del deflusso idrico rilasciandolo in tempo ritardato rispetto alla precipitazione che l'ha generato.

I casi *a* e *b* mostrati in *Figura 1-XIV* sono associati ad un valore del *quality index* vicino all'unità, ciò conferma la capacità del modello nel riprodurre adeguatamente il deflusso idrico nei bacini *snow-dominated* come nel caso del Sesia e del Savar.

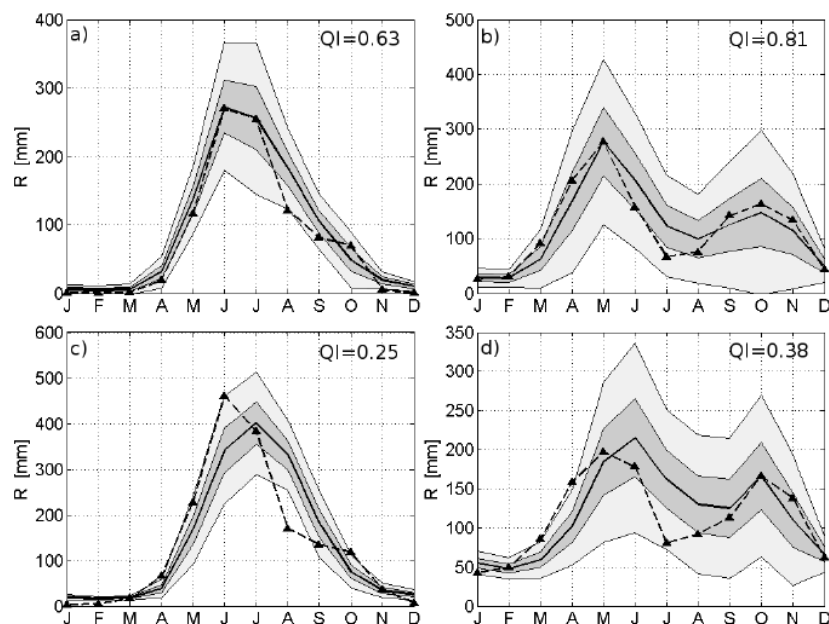


Figura 1-XIV. Risultati delle simulazioni a scala di bacino. In linea continua è riportato il deflusso osservato mentre con quella tratteggiata il risultato della simulazione. I bacini idrografici osservati sono: a) Savara a Eau Rousse; b) Sesia a Ponte Aranco; c) Rutor a Promise; d) Toce a Candoglia. (Bartolini et al. 2011)

1.3.4 CRITICITA' NEI MODELLI ESISTENTI

Nonostante il grande numero di pubblicazioni in materia di modellazione del deflusso idrico e riguardo allo studio dell'influenza del cambiamento climatico sul regime idrologico, numerose sono le criticità esistenti in questo campo:

- I modelli numerici attuali fanno fatica a rappresentare correttamente la variabilità spaziale e temporale dell'accumulo nevoso a causa della scarsa risoluzione dei modelli climatici regionali che al massimo arrivano a 20-50 Km; (Beniston et al. 2003)
- Carezza nella diffusione delle stazioni di misura soprattutto a quote elevate superiori ai 2000 m che non permettono una corretta modellazione dei principali processi fisici in gioco; (Schaepli et al. 2007)
- Grande incertezza nell'utilizzo degli scenari climatici futuri poiché essi sono basati su ipotesi riguardo allo sviluppo socio-economico ed energetico mondiale, dal quale dipendono le concentrazioni future dei gas serra; (Schaepli et al. 2007)
- Sottostima da parte dei modelli climatici esistenti della quantità di radiazione ad onde corte riflessa dalla superficie terrestre, a causa della modificazione delle caratteristiche di neve e ghiaccio che portano ad una diminuzione dell'albedo; (Flanner et al. 2011)
- Difficoltà dei modelli meteorologici di definire correttamente il valore delle principali variabili in ingresso ai modelli idrologici nelle regioni montuose a causa della grande variabilità che le caratterizza. Queste regioni, pensiamo ad esempio alle Alpi italiane o svizzere, presentano versanti acclivi, con copertura detritica e geometria irregolare che rendono complicata la modellazione; (Bavay et al. 2013)

- Per una corretta simulazione delle forzanti climatiche è indispensabile utilizzare delle relazioni di downscaling statistico, o basato su un approccio visivo, che inevitabilmente introducono degli errori; (*Martin et al. 1997*)
- Nelle simulazioni della gran parte dei modelli distribuiti si mantiene costante l'area occupata dal ghiacciaio e non vengono considerati i processi di trasformazione delle caratteristiche dello stesso, come l'invecchiamento della neve, l'aumento della copertura detritica o il tempo di risposta; (*Beniston et al. 2003*)
- Incapacità di molti modelli di simulare l'inversione termica; (*Sproles et al. 2013*)
- Difficoltà da parte dei modelli di tenere in considerazione gli effetti di feedback che una variabile interna al ciclo idrologico può esercitare sul cambiamento climatico stesso. Si pensi ad esempio all'effetto di albedo della copertura nevosa oppure del raffreddamento locale causato dalla presenza di neve o ghiaccio; (*Flanner et al. 2011*)
- E' obbligatorio cercare un compromesso tra l'utilizzo di un modello fisicamente basato spazialmente distribuito, che fornisce dei risultati accurati a livello di risoluzione spaziale e temporale ma che richiede un elevato costo computazionale, e un modello parametrico, solitamente di più immediato utilizzo, che introduce inevitabili approssimazioni riguardanti la fisica del problema;
- Definizione di trend statistici basati sulle variabili osservate, che vengono mantenuti costanti anche in fase di previsione, nonostante i processi fisici in regime di cambiamento climatico possano essere soggetti a cambiamenti significativi; (*Bartolini et al. 2011*)

Lo scopo del presente lavoro pertanto, consiste nel fornire un contributo importante alla ricerca scientifica del settore cercando di approfondire aspetti spesso trascurati partendo dalle carenze dei modelli attualmente disponibili citate in precedenza.

Sicuramente alcuni problemi sono di difficile risoluzione, peraltro ogni studio deve confrontarsi con la scarsità dei dati disponibili e con la difficoltà nel collegamento tra output dei modelli regionali di cambiamento climatico e modello idrologico.

Tuttavia si cercherà di focalizzare l'attenzione su alcuni aspetti in particolare che a nostro avviso sono di primaria importanza per uno studio dell'impatto del cambiamento climatico sul regime idrologico della regione piemontese.

1.4 OBIETTIVI E FASI DI LAVORO

Lo scopo del presente lavoro di tesi consiste nello studio del regime idrologico del torrente Anza, dapprima implementando e calibrando un modello idrologico sulla base delle osservazioni disponibili dalla rete di rilevamento regionale di Arpa Piemonte, per poi utilizzare tale modello in fase di previsione per valutare gli effetti del cambiamento climatico sul deflusso idrico alla sezione di chiusura.

Inoltre ci si pone l'obiettivo di quantificare gli effetti delle variazioni nel regime idrologico, causate dalle mutate condizioni climatiche, sulla produzione di energia idroelettrica presso la centrale di Battigio, che sfrutta le acque del torrente Anza, derivandole mediante la diga di Ceppo Morelli.

Gli scenari di cambiamento delle variabili meteorologiche in input saranno definiti a partire da trend osservati e dimostratisi statisticamente significativi, svincolandosi da ipotesi riguardo alle emissioni di gas serra o relative alla crescita economica e demografica futura.

Data la complessità del problema, al fine di perseguire gli obiettivi preposti, lo studio è suddiviso nelle seguenti fasi:

1. Studio delle caratteristiche del bacino idrologico del torrente Anza allo stato attuale; (*Capitolo 2*)
2. Correzione delle variabili meteorologiche in input mediante il controllo incrociato fra osservazioni compiute presso stazioni di misura diverse e utilizzando strumentazioni differenti; (*Paragrafo 4.2*)
3. Implementazione di un modello afflussi-deflussi concettuale per un bacino dominato dalle dinamiche di fusione nivale e glaciale; (*Capitolo 3*)
4. Calibrazione e validazione dei parametri del modello in due sezioni di chiusura: una posizionata nella parte alta del bacino al di sotto della lingua del ghiacciaio del Belvedere, presso la frazione di Pecetto, mentre l'altra è ubicata in mezzeria della Valle Anzasca, presso il comune di Ceppo Morelli; (*Paragrafi 4.7 e 4.10.3*)
5. Studio del bacino idrografico mediante un modello semi-distribuito e concettuale, l'HBV, nella versione sviluppata dal National Research Council Canadese, come modello di riferimento per un'ulteriore validazione dei risultati ottenuti dal modello concettuale; (*Capitolo 6*)
6. Utilizzo del modello concettuale in fase previsionale per valutare il cambiamento del regime idrologico in risposta a possibili scenari futuri; (*Capitolo 7*)
7. Valutare l'effetto dell'esaurimento della risorsa idrica stoccata nei ghiacciai a causa del ritiro degli stessi occorso a partire dalla fine del XX secolo; (*Paragrafo 7.5*)
8. Simulazione di uno scenario di cambiamento climatico semplificato: trasformare il volume annuo di precipitazione nella sola componente liquida e valutarne gli effetti mediante il modello idrologico concettuale; (*Paragrafo 7.6 e 7.7*)
9. Negli scenari ipotizzati valutare l'effetto del cambiamento nel regime idrologico-climatico sulla produzione di energia idroelettrica presso la centrale di Battigio in termini di volume annuo derivato e di ricavo medio annuo potenziale. (*Paragrafi 7.5.4, 7.6.3, 7.7.2, 7.8.2*)

2. CASO DI STUDIO: IL BACINO DEL TORRENTE ANZA

2.1 INQUADRAMENTO GEOGRAFICO

Il presente lavoro di tesi focalizza l'attenzione sul bacino del torrente Anza, chiuso alla diga di Ceppo Morelli, invaso utilizzato dalla società Edison per la produzione di energia idroelettrica.

Il torrente Anza è un affluente in sponda destra del fiume Toce, nasce dal ramo sinistro del ghiacciaio del Belvedere (posto sulla parete Est del Monte Rosa ad una quota di 1700 m s.l.m.) e scorre nella provincia del Verbano-Cusio-Ossola in Piemonte. Ha una lunghezza complessiva di circa 35 Km ed è alimentato da numerosi affluenti tra cui: il Pedriola che a sua volta è alimentato dal Lago delle Loccie, il Fontanone, che raccoglie le acque di una parte del ghiacciaio del Belvedere, il Tambach, che nasce ai piedi del Monte Moro, il Quarazza, che ha inciso l'omonima valle e infine il torrente Val Rossa. Nella *Figura 2-I* si riporta l'inquadramento geografico della zona:

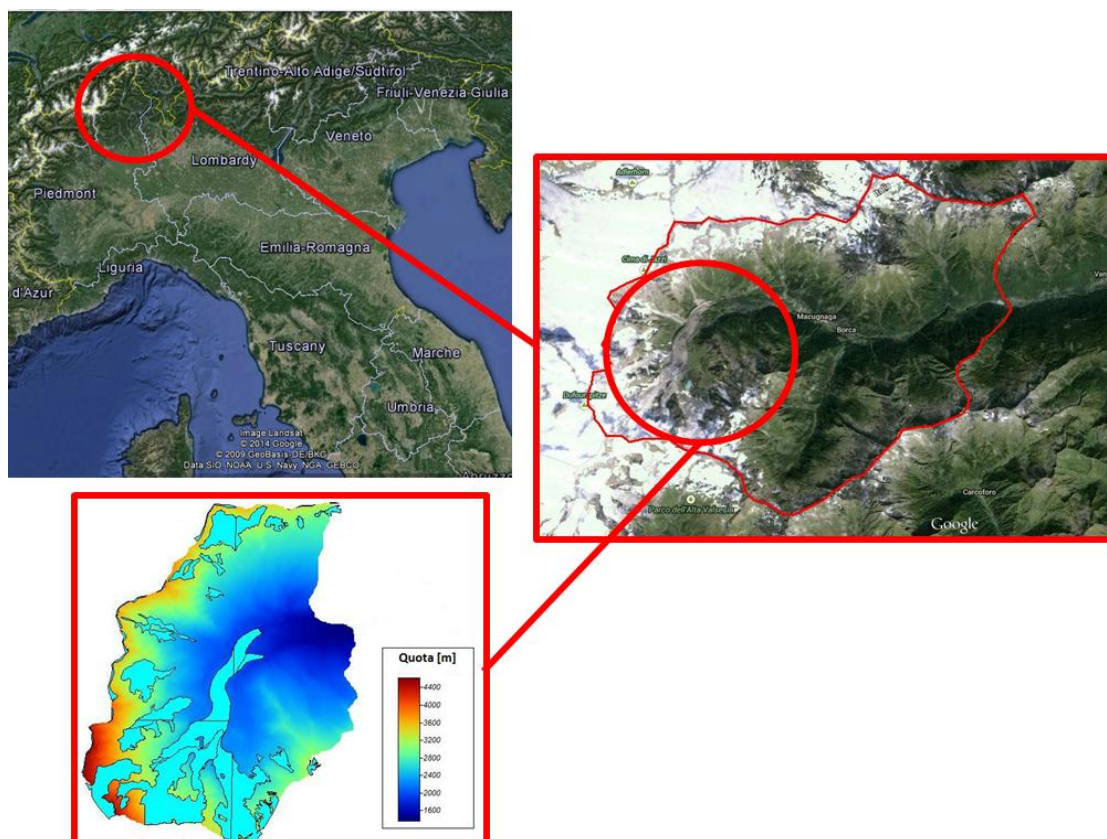


Figura 2-I. Inquadramento geografico del bacino del torrente Anza e indicazione dell'area coperta da ghiaccio.

2.2 I GHIACCIAI DELLA VALLE ANZASCA

Come evidenziato dalla *Figura 2-I*, il bacino idrografico chiuso alla sezione di Macugnaga Pecetto, è caratterizzato dall'aver buona parte della superficie coperta da ghiacciai, i quali risultano essere ubicati prevalentemente nei pressi della Parete Est del Monte Rosa. Si riportano nella *Tabella 2-I* le principali caratteristiche degli apparati glaciali, dedotte dal database elaborato dal WGMS (World Glacier Monitoring Service) risalente al 1989:

Nome	Area [Km ²]	Z _{MIN} [m]	Z _{MAX} [m]	Z _{SEL} [m]	Aspect [°]	L _{MAX} [Km]
Loccie Orientale	0.26	2790	3170	2900	90	0.7
P.zo Bianco	0.24	2390	2750	2520	315	0.9
Loccie Nord	2.15	2210	3490	2600	0	2.4
Belvedere	5.58	1760	4520	2300	45	6.1
Norden	1.17	2140	4600	2600	45	2.6
Piccolo Fillar	0.72	2450	3600	2800	90	1.8
Castelfranco	0.44	2120	3590	2120	90	2.3
Jazzi	0.24	3160	3800	3400	90	0.9
Roffel W	0.84	2730	3480	3050	135	1.3
Roffel E	0.15	2780	3050	2780	180	0.15
Sevinen	0.16	2840	3200	2840	180	0.16

Tabella 2-I. Caratteristiche dei principali ghiacciai presenti in Valle Anzasca. WGI (World Glacier Inventory 1989)

Sicuramente l'apparato glaciale più importante, sia per estensione, che per caratteristiche morfologiche, è quello del Belvedere, ghiacciaio estremamente studiato negli ultimi decenni (*Fischer et al. 2011, Godone 2005*); tuttavia esso non è l'unico, infatti particolare importanza rivestono:

- Il ghiacciaio delle Loccie Settentrionale: si origina dal versante Nord della punta Grober (3497 m) ed immerge la sua fronte nel lago delle Loccie, a sua volta racchiuso nelle morene frontali, frutto dell'espansione storica. Lo specchio d'acqua si è originato attorno agli anni '40 in seguito ad un intenso regresso frontale che perdurò fino al termine degli anni '50. Dopo il 1970 la fronte aumentò notevolmente invadendo il lago che per tre volte subì repentini svuotamenti causati dall'incisione dell'argine morenico con alluvioni importanti della valle sottostante. Da qualche anno il lago è dotato di uno sfioratore di troppopieno che convoglia l'acqua verso la morena del ghiacciaio del Belvedere. Si stima che il ghiacciaio copra una superficie di 2.2 Km², abbia una lunghezza complessiva di 2.4 Km, si estenda dai 2210 ai 3490 m e contenga una riserva idrica di 54 milioni di m³.
- Il ghiacciaio del Belvedere: è un ghiacciaio unico nelle Alpi a causa della sua morfologia: viene alimentato dalle colate glaciali che scendono dalle vette più alte del massiccio del Monte Rosa, tra cui la punta Dufour, la sua lingua valliva si estende per oltre 3 Km fino a raggiungere la boscosa collina del Belvedere dove si separa in due ramificazioni frontali delle quali, quella in sinistra idrografica,

scende fino alla quota di 1760 m nei pressi dell'abitato di Macugnaga. Il torrente Anza nasce proprio dall'ampia bocca posta alla fine della morena. Il ghiacciaio ha recentemente subito una fase di *surge* (accelerazione dello spostamento verso valle) che può considerarsi conclusa dal 2005; da quell'anno è in atto una diminuzione dello spessore del ghiacciaio con conseguente destabilizzazione e franamento del fianco interno delle morene laterali. Si stima che il ghiacciaio copra una superficie di 5.6 Km^2 , abbia una lunghezza complessiva di 6 Km, si estenda dai 1760 ai 4520 m e contenga una riserva idrica di 206 milioni di m^3 .

- Il ghiacciaio della Norden: scende dall'omonima vetta che costituisce la seconda cima più alta del massiccio del Monte Rosa e confluisce nel ghiacciaio del Belvedere, attraverso una fronte frastagliata e sospesa, da cui si originano frequenti crolli di roccia e di ghiaccio. La copertura nevosa residua si aggira attorno ai 3150 m.
- I ghiacciai del Piccolo Fillar e Occidentale di Roffel: hanno dimensioni ridotte rispetto a quelli citati in precedenza, aventi le fronti ubicate rispettivamente a 2700 e 2300 m. Presentano entrambi una seraccata frontale aggettante su un gradino roccioso soggetta a frequenti crolli che non permette misurazioni di ablazione direttamente sul campo.

2.3 L'IMPATTO DEL CAMBIAMENTO CLIMATICO SUI GHIACCIAI PIEMONTESI

Nel nuovo catasto dei ghiacciai italiani redatto grazie alla collaborazione dell'Università degli Studi di Milano con il gruppo EVK2-CNR, si mostra come negli ultimi 50 anni in Italia si sia assistito ad una netta diminuzione della superficie glacializzata pari al 50%. In particolare in Piemonte si è passato da un'estensione di 56.4 agli attuali 28 Km^2 , con un numero di ghiacciai che è passato dai 118 del 1962 ai 98 attuali. (*Comitato glaciologico italiano 2014*)

Tuttavia nella tendenza generale del glacialismo piemontese possono essere distinti due gruppi di ghiacciai, che si differenziano a seconda dell'estensione e della posizione:

- Il primo gruppo presenta una regressione particolarmente elevata, di questo fanno parte i ghiacciai delle Alpi Marittime, dove gli apparati sono di piccole dimensioni e dove condizioni altimetriche, climatiche e morfologiche non ne favoriscono la conservazione. Inoltre essi sono caratterizzati da un'intensa copertura detritica, che ne rende più complicato lo studio e il confronto con i catasti precedenti. Un caso emblematico è il gruppo di ghiacciai del Monviso, caratterizzato da versanti ripidi ed esposizione a Sud, fattori non certo favorevoli per la conservazione delle masse glaciali; in tali aree si è passati dall'avere 11 ghiacciai montani agli attuali 7 glacionevati, con una notevole riduzione areale.
- Il secondo gruppo riguarda le catene montuose più elevate, come il Gran Paradiso e il Monte Rosa. Essi presentano delle riduzioni areali meno marcate rispetto ai precedenti grazie alla grande estensione iniziale dei suoi ghiacciai, oltre che al posizionamento a quote molto elevate e in regioni più favorevoli

dal punto di vista climatico. Il gruppo del Monte Rosa è quello che fa registrare la riduzione più limitata, pari a -37% rispetto alla precedente mappatura risalente al 1984.

Altri fenomeni osservati, che certificano il peggioramento dello “stato di salute” dei ghiacciai sono:

- Variazione delle caratteristiche morfologiche, come l'accorpamento di più corpi glaciali o la frammentazione in più parti;
- L'aumento della quota dello zero termico che degrada il permafrost e rende più probabile l'innesco di frane di roccia e ghiaccio;
- Formazione di laghi supraglaciali di notevoli dimensioni che aumentano il rischio di piene catastrofiche a causa del loro improvviso svuotamento.

A conferma di ciò Arpa Piemonte, in collaborazione con ISAC-CNR, ha svolto uno studio sull'impatto del cambiamento climatico sui ghiacciai alpini del Nord Ovest italiano tra cui il ghiacciaio del Belvedere.

In questo studio sono state considerate le variazioni delle fronti glaciali di 14 ghiacciai del Piemonte e della Val D'Aosta, estrapolate dal bollettino annuale riportato dal comitato glaciologico italiano relativo al periodo 1958-2009.

In generale si osserva un arretramento generalizzato, che si attesta in media sui 200 m, più o meno pronunciato a seconda delle condizioni di sito, come la particolare morfologia, le condizioni meteorologiche locali, la copertura detritica, l'esposizione. Il rilievo della posizione della fronte glaciale è la tecnica storicamente più utilizzata nel monitoraggio di un ghiacciaio e l'arretramento della fronte coincide spesso con un bilancio di massa negativo negli anni idrologici precedenti al rilievo effettuato.

Nella *Figura 2-II* si riporta la variazione media delle fronti glaciali degli apparati considerati nello studio:

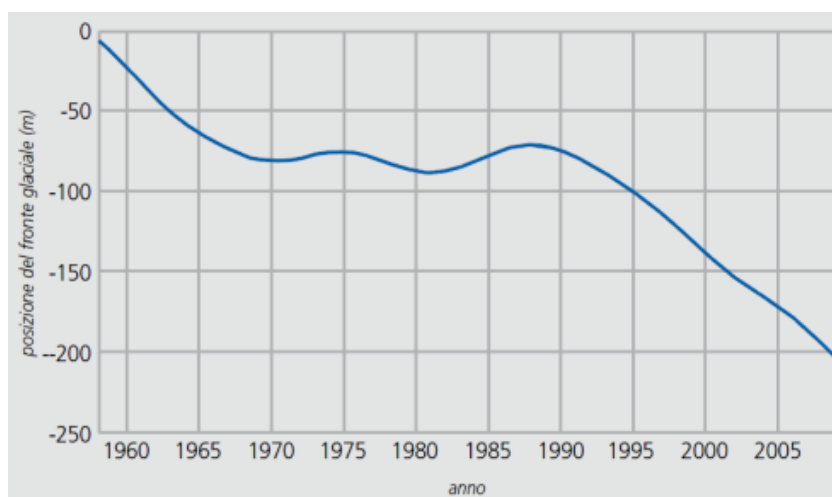


Figura 2-II. Variazione della posizione media delle fronti glaciali per 14 ghiacciai piemontesi nel periodo 1958-2009.

Negli ultimi decenni si è preferito puntare l'attenzione sui bilanci di massa dei ghiacciai, poiché essi forniscono delle informazioni più dettagliate a livello volumetrico e di spessore del ghiaccio, rispetto alla semplice misura di spostamento della fronte. Esso richiede una campagna di misure molto più impegnativa, poiché è necessario stabilire il massimo accumulo nevoso alla fine della stagione invernale e il tasso di ablazione nella stagione di fusione. In Piemonte, dagli anni '90, viene monitorato il ghiacciaio del Cardoney, con il posizionamento di paline ablatometriche e campagne di misura annuali dell'innevamento residuo alla

fine della stagione di fusione; come si evidenzia nella quasi totalità dei ghiacciai alpini, anche in questo caso il bilancio di massa è fortemente negativo:

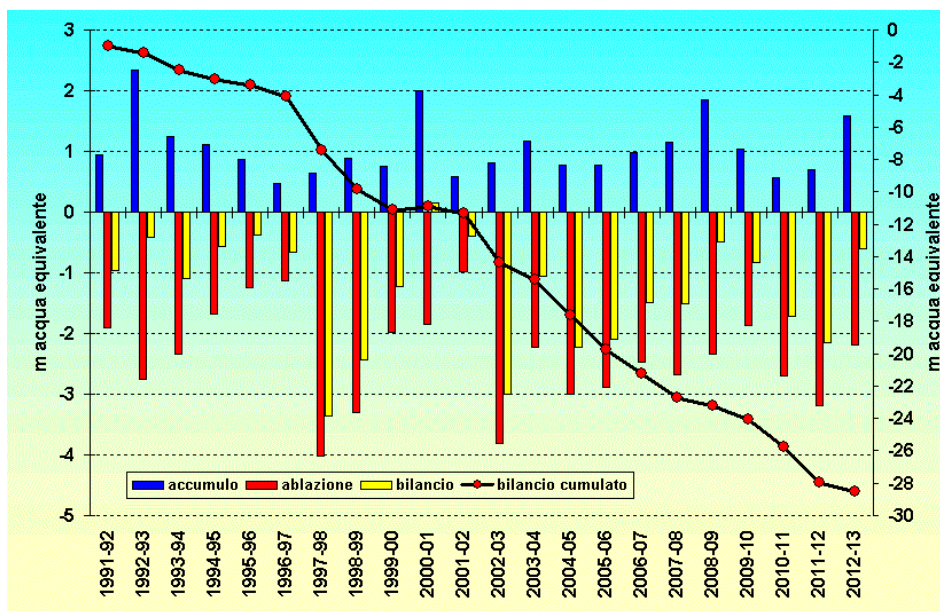


Figura 2-III. Bilancio di massa del ghiacciaio del Cardoney (Gran Paradiso) dall'anno idrologico 1991 ad oggi.

Il trend di decrescita medio annuo è pari a -1.3 m di acqua equivalente, calcolata convertendo l'altezza del nevato e dello spessore di ghiaccio fuso mediante una stima della densità, rispettivamente della neve e del ghiaccio, per ciascun anno idrologico. Le osservazioni relative all'arretramento generalizzato delle fronti, unite ai bilanci di massa negativi, mostrano in maniera evidente la riduzione delle riserve idriche fossili stoccate nei ghiacciai piemontesi.

2.4 CARATTERISTICHE GEOMORFOLOGICHE

Per una corretta modellazione del bacino idrografico è necessario procedere allo studio preliminare delle caratteristiche geomorfologiche del bacino, estrapolate mediante il software *SAGA GIS*, utilizzando un modello digitale del terreno con celle di dimensione 10 x 10 m. Questo permette di definire lo spartiacque topografico, che definisce l'estensione del bacino data una sezione di chiusura, calcolandone inoltre l'area drenata. Come già sottolineato in precedenza, in questo studio non verrà presa in considerazione l'intera asta del torrente Anza, bensì solamente il tratto a partire dalla sorgente, ubicata al di sotto della lingua del ghiacciaio del Belvedere, alla diga di Ceppo Morelli posizionata nell'omonimo Comune.

Nella *Figura 2-IV* si riporta il modello digitale del terreno, che indica come il bacino in esame abbia un'escursione altimetrica importante dai 4546 m in prossimità della punta Dufour ai 786 m della sezione di chiusura. L'area drenata in corrispondenza dell'invaso è di 120.85 Km² e buona parte della stessa è coperta dal perenne ghiacciaio del Belvedere, che influenza in modo significativo il regime delle portate del torrente Anza soprattutto nella stagione della fusione nivale. Il bacino si estende in direzione Est-Ovest, pertanto una buona parte della massa glaciale è esposta a Nord. In *Figura 2-IV* viene riportato il modello digitale del terreno con sovrapposta l'area coperta dai ghiacciai:

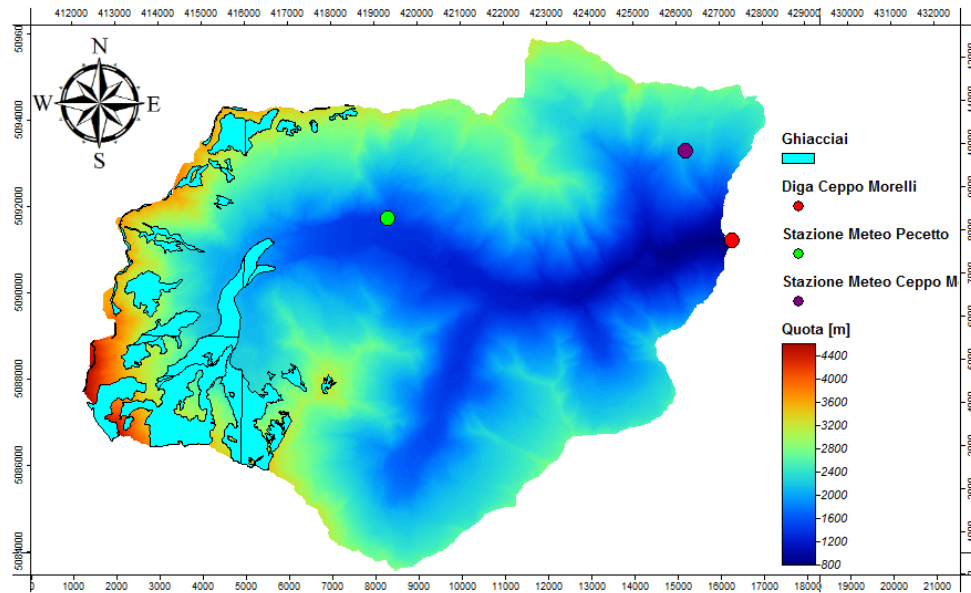


Figura 2-IV. Modello digitale del terreno e reticolo idrografico del torrente Anza per la sezione di Ceppo Morelli.

Dal modello digitale del terreno è possibile definire la curva ipsografica che descrive la percentuale di area drenata al di sopra di una certa quota e permette di calcolare la quota media del bacino, pesata in funzione dell'area drenata stessa.

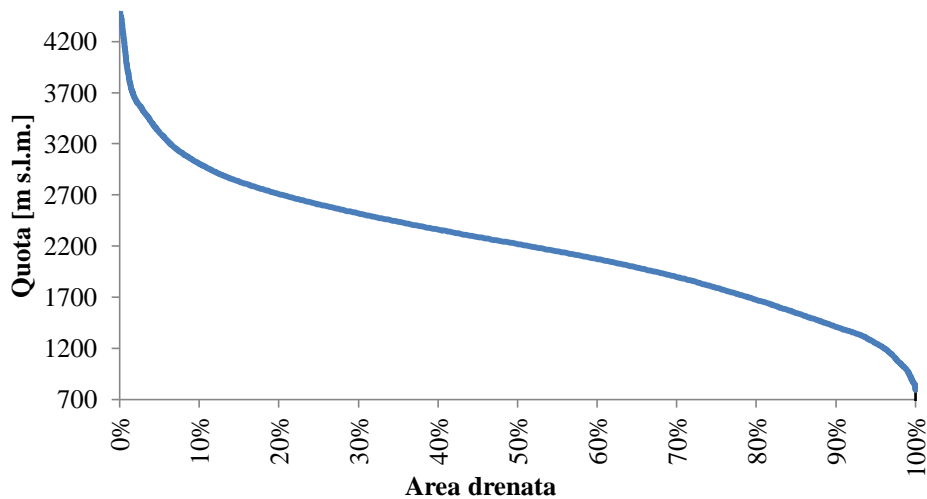


Figura 2-V. Curva ipsografica del bacino chiuso a Ceppo Morelli.

Dal Figura 2-V si può notare come la quota media del bacino sia pari a 2200 m, mentre dal modello digitale del terreno si può estrapolare la pendenza media dei versanti pari a 35%.

Per caratterizzare la risposta del bacino alla precipitazione liquida, è importante calcolare la lunghezza dell'asta principale, poiché essa rientra nel calcolo del tempo di corrivazione oltre all'area drenata e alla quota media del bacino, secondo la formula di Giandotti:

$$t_c = \frac{4\sqrt{A} + 1.5 L}{0.8\sqrt{H_m - h}}$$

La lunghezza dell'asta principale L è pari a 18.51 Km mentre il tempo di corrivazione è stimato essere pari a 2,37 ore.

2.5 STAZIONI DI RILEVAMENTO

All'interno del bacino del torrente Anza sono presenti 6 stazioni per il rilevamento delle grandezze idrologiche; esse sono sia manuali che automatiche e vengono gestite da Arpa Piemonte.

Tale rete di misura risulta ben equispaziata dal punto di vista altimetrico e planimetrico, anche se non si dispone di molti anni di osservazione. Nella *Figura 2-VI* si riporta il bacino idrografico con l'ubicazione delle stazioni di osservazione:

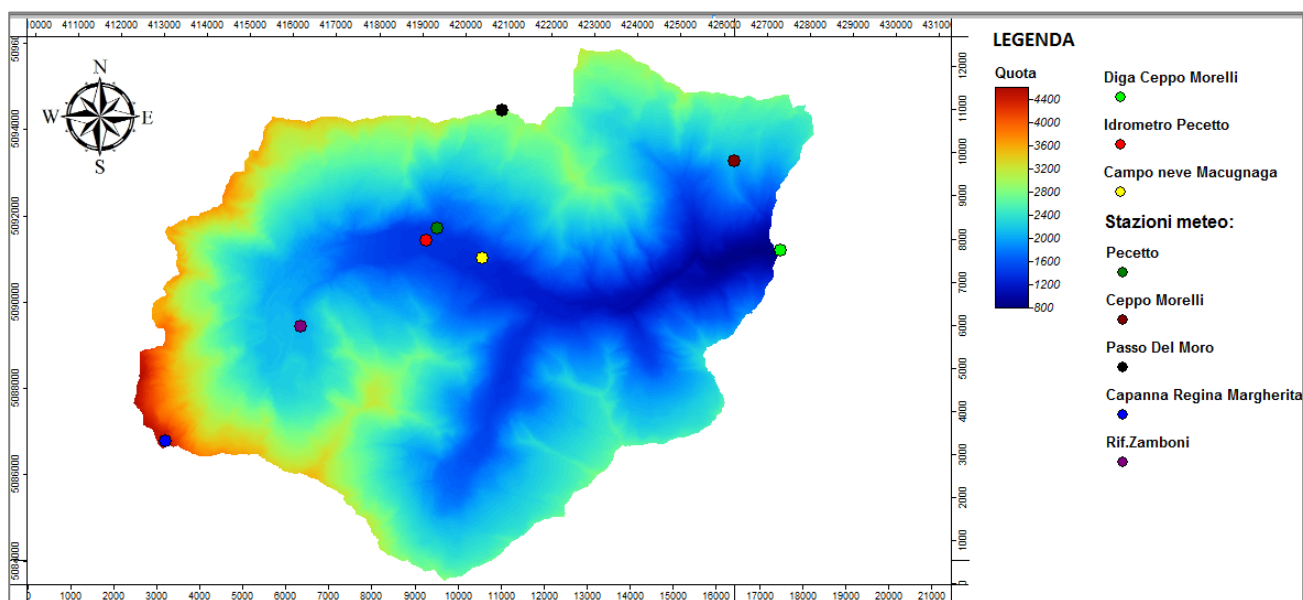


Figura 2-VI. Ubicazione delle stazioni di misura gestite da Arpa Piemonte.

Si riportano nella *Tabella 2-II* le caratteristiche dettagliate di ognuna delle stazioni di rilevamento, specificando gli anni di osservazione ed includendo un'analisi di completezza dei dati per quanto riguarda le due variabili principali di interesse, cioè temperatura e precipitazione:

Stazione	Tipologia	Quota [m]	Anni di osservazione	Precipitazioni Mancanti	Temperature Mancanti
Macugnaga Rif. Zamboni	Termo-igro-pluvio-barometrica con radiometro e nivometro	2075	2007/2013	18.43%	1.82%
Macugnaga Capoluogo	Nivometrica manuale	1280	1990/2013	8.75%	-
Macugnaga Pecetto	Termo-pluviometrica con nivometro	1360	1999/2013	1.84%	0.18%
Ceppo Morelli	Termo-pluviometrica	1995	2000/2013	8.66%	0.82%
Passo del Moro	Termo-igro-pluvio-nivo-anemometrica con radiometro	2820	1988/2013	12.36%	3.58%
Capanna regina Margherita	Termo-baro-anemometrica	4560	2002/2013	-	0.37%
Macugnaga Pecetto	Idrometrica	1360	2003/2009	-	-

Tabella 2-II. Caratteristiche dei dati osservati e analisi di consistenza.

In quattro di queste stazioni i dati a disposizione sono a risoluzione giornaliera, mentre per le stazioni di Passo del Moro e di Macugnaga Pecetto i dati sono a scala oraria, almeno per quanto riguarda temperatura e precipitazione.

Per le stazioni di Passo del Moro, Ceppo Morelli, Macugnaga Pecetto e rifugio Zamboni, si è calcolato il coefficiente nivometrico annuo distinguendo la precipitazione solida da quella liquida sulla base della temperatura osservata.

Per il calcolo della partizione solido-liquida sono stati utilizzati due metodi:

- Il primo consiste nell'utilizzare una soglia fissa di temperatura oltre la quale l'intero volume di precipitazione viene considerato liquido. Tale soglia è quella fisicamente basata pari a 0°C già utilizzata in studi idrologici di settore nel bacino del torrente Anza. (Corbari et al. 2009)
- Il secondo metodo consiste nel definire un range di temperatura all'interno del quale la frazione di precipitazione liquida è funzione lineare della temperatura. La frazione liquida varia linearmente nel caso in cui la temperatura sia compresa tra -1 e 3 °C, mentre se la temperatura è minore di -1°C tutta la precipitazione è considerata nevosa; in caso contrario, se la temperatura è maggiore di 3°C, è interamente liquida. Tali valori di soglia sono suggeriti da studi di letteratura come quelli di *Loth e Roher* per la località di Davos.

In letteratura sono suggerite delle relazioni più sofisticate, non lineari, che nel nostro caso non vengono utilizzate in quanto calibrate sulla base di osservazioni in bacini idrografici con caratteristiche climatiche e geomorfologiche molto diverse rispetto a quelle del bacino in esame. Esempi di queste curve determinate da dati sperimentali sono riportate in diversi articoli tra i quali citiamo: *L'hôte et al. (2005)*, *Kienzle (2008)*.

I dati sono stati sottoposti ad un'analisi di consistenza, e sono stati ritenuti affidabili solamente quelli che rispettano i criteri della World Meteorological Organization (WMO) secondo cui la percentuale minima di dati affinché le serie possano essere utilizzate per analisi climatiche è dell'80% a livello mensile e stagionale, cioè non devono esserci lacune superiori rispettivamente a 6 e 18 giorni consecutivi. A livello annuale quindi, la serie osservata è considerata completa nel caso in cui si disponga del 94% dei dati giornalieri, corrispondenti ad una lacuna non superiore a 20 giorni non consecutivi.

Nella *Tabella 2-III* si riporta il calcolo del coefficiente nivometrico sulla base dei dati giornalieri per le stazioni di Ceppo Morelli e rifugio Zamboni, mentre per le stazioni di Passo del Moro e Macugnaga Pecetto si sono utilizzati dati a risoluzione sub-oraria:

Stazione	Quota [m]	Soglia fissa		Legame lineare	
		Coeff. Nivo medio	Scarto	Coeff. Nivo medio	Scarto
Macugnaga Rif. Zamboni	2075	0.132	0.017	0.207	0.01
Macugnaga Pecetto	1360	0.133	0.077	0.253	0.09
Ceppo Morelli	1995	0.118	0.053	0.199	0.059
Passo del Moro	2820	0.409	0.146	0.510	0.131

Tabella 2-III. Coefficiente nivometrico medio e relativo scarto.

Il coefficiente nivometrico aumenta all'aumentare della quota, tuttavia il suo valore è influenzato dal metodo utilizzato per distinguere la precipitazione solida da quella liquida, oltre che dalla risoluzione temporale del dato a disposizione.

Nella *Figura 2-VII* si riporta il legame tra coefficiente nivometrico e la quota, calcolato utilizzando una soglia fissa pari a 0°C:

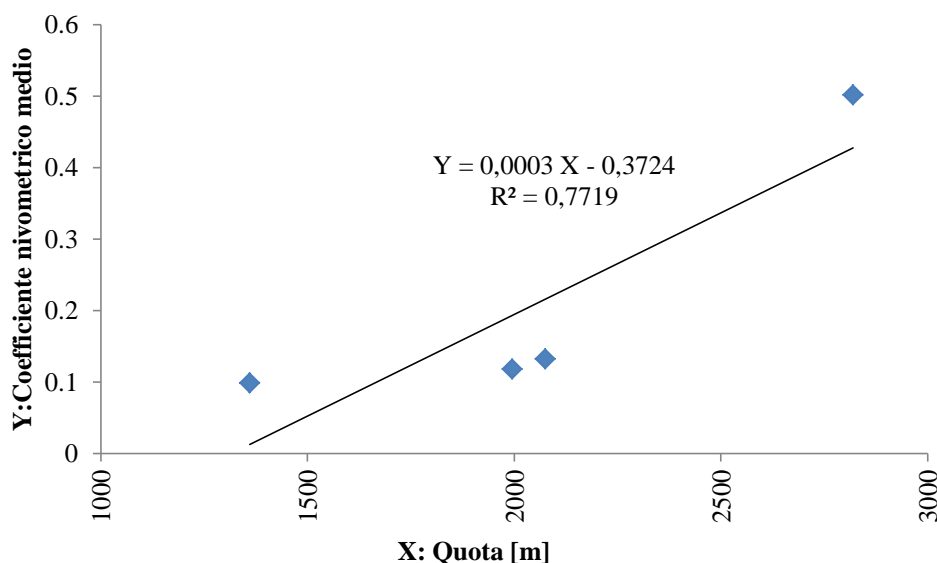


Figura 2-VII. Andamento monotono crescente del coefficiente nivometrico medio annuo al variare della quota.

Dalla *Tabella 2-III* si nota come la stazione di Passo del Moro presenti un valore dello scarto molto elevato, probabilmente dovuto all'ubicazione in prossimità di un crinale, alla quota di 2900 m che suddivide il versante svizzero da quello italiano.

Come certificato dall'elevato valore del coefficiente nivometrico, il bacino in esame è caratterizzato da precipitazioni nevose abbondanti nel corso dell'anno e il cambiamento climatico può avere un'influenza notevole sulle variazioni nel regime delle precipitazioni poiché un aumento di temperatura fa variare in modo rilevante la partizione solido-liquida della stessa.

2.6 CARATTERISTICHE CLIMATICHE

Il clima nella regione Piemonte è governato dalla complessa geografia che lo caratterizza: è situato alla testata della Pianura Padana ed è delimitato da tre catene montuose che occupano il 49% del territorio, comprendendo alcune tra le vette più elevate a livello europeo.

Dal punto di vista climatico tale regione costituisce una zona di scontro tra le masse d'aria continentali provenienti dalla Piana del Po, dall'umidità proveniente dal Mediterraneo e dalle correnti atlantiche nord-occidentali che interagiscono con i rilievi, innescando frequenti circolazioni locali e favorendo la presenza di microclimi. Sicuramente i rilievi montuosi incidono sul clima della regione in maniera molto più marcata rispetto alla variazione della latitudine, data la scarsa estensione Nord-Sud del territorio (2° e 20' tra le località poste agli estremi della regione). Siccome il presente studio è concentrato non solo sulla caratterizzazione del regime idrologico, ma anche sulla variabilità della forzante meteorologica, di seguito

verranno descritte brevemente le caratteristiche climatiche, soffermandosi sulle precipitazioni e temperature medie tipiche del bacino idrografico in esame.

2.6.1 PRECIPITAZIONI

Il bacino del torrente Anza è collocato all'interno delle Alpi Pennine, di conseguenza il regime pluviometrico è di tipo subalpino, con andamento bimodale, avente un minimo principale in inverno, un massimo principale in autunno ed uno secondario in primavera. (*Direzione Ambiente, Regione Piemonte 2011*)

Utilizzando i dati rilevati dalle stazioni pluviometriche piemontesi del Servizio Idrografico e Mareografico Nazionale per il periodo 1913-2002 e quelle della rete regionale di Arpa Piemonte nell'intervallo 1990-2006, è stata elaborata la carta delle isoiete che riportiamo qui di seguito:

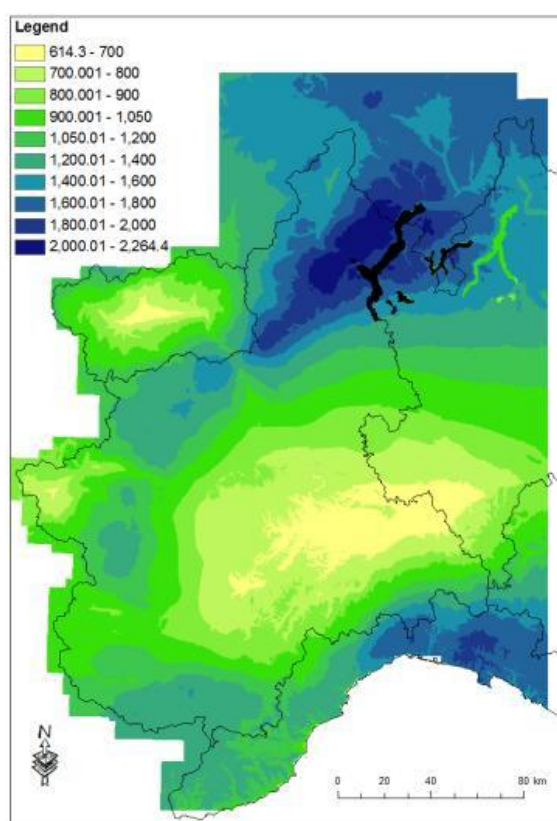


Figura 2-VIII. Precipitazione media annua in Piemonte. (Politecnico Torino)

Dalla carta si può notare come la precipitazione media annua nel territorio oggetto di studio sia nell'ordine dei 1500-1600 mm. Il bacino è inoltre caratterizzato da un'elevata escursione altimetrica e questo influenza in maniera rilevante la quantità di pioggia che cade nell'arco di un anno: tipicamente i massimi assoluti di pioggia si verificano in corrispondenza dell'interfaccia con la zona pianeggiante mentre addentrandosi nelle aree montane i valori diminuiscono.

2.6.2 TEMPERATURE

L'altra variabile climatica fondamentale è la temperatura, indispensabile per la valutazione del coefficiente nivometrico e per il calcolo dell'evapotraspirazione oltre che della fusione nivale.

Dall'analisi climatica condotta da Arpa Piemonte, il mese più freddo a tutte le quote risulta essere gennaio, dove il fenomeno dell'inversione termica è particolarmente più evidente, mentre il mese più caldo è sempre luglio con temperature medie mensili di 24 °C in pianura per diminuire fino ad 8°C intorno ai 2300 m.

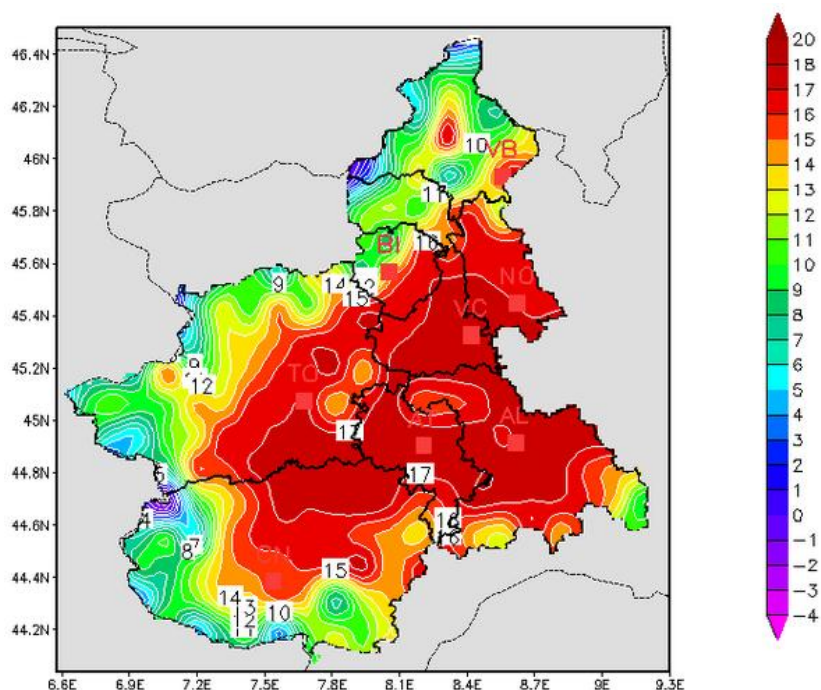


Figura 2-IX. Distribuzione della temperatura media annua per il periodo 1961-1990. (Politecnico Torino)

Il territorio piemontese è caratterizzato da una forte escursione termica annua, a causa della lontananza dal mare, generalmente considerato come smorzatore delle variazioni repentine di temperatura, e variabilità spaziale accentuata a causa, sia della diversa orientazione delle valli, che della grande variabilità altimetrica. Dall'analisi della termometria relativa alla rete di misurazione citata in precedenza, emerge che le temperature medie annue sono comprese tra i 13,2 °C delle zone pianeggianti (inferiori ai 300 m s.l.m.) a valori negativi alle quote superiori ai 2000 m. La temperatura media annua inoltre diminuisce all'aumentare della quota, salvo in casi particolari dovuti a situazioni di circolazione locale. Il gradiente medio annuo è di -0.55°C/100 m, calcolato come valor medio del gradiente estivo, generalmente superiore e pari a -0.65°C/100 m e di quello invernale, pari a -0.35°C/100 m. Di seguito riportiamo l'andamento medio valutato sulla base di 25 stazioni termometriche:

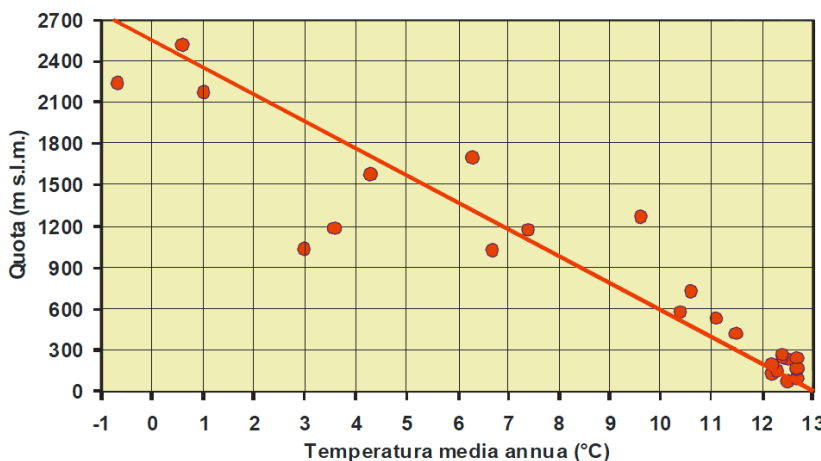


Figura 2-X. Gradiente termico medio calcolato dal C.R.E.S.T. - Centro Ricerche in Ecologia e Scienze del Territorio (Torino).

2.6.3 VARIABILITA' CLIMATICA IN PIEMONTE NEL PERIODO 1958-2009

Al fine di individuare tendenze e cambiamenti significativi nei regimi termici e pluviometrici, Arpa Piemonte ha condotto un'analisi statistica approfondita elaborando i dati osservati nelle stazioni termo pluviometriche regionali per il cinquantennio 1958/2009. Per l'analisi si sono considerate 120 stazioni meccaniche e manuali, con dati giornalieri di precipitazione e 40 stazioni meccaniche e manuali, con dati sempre giornalieri di temperatura massima e minima nel periodo 1952 - 2002, fornite dal Servizio Mareografico e Idrografico Nazionale, integrati con le osservazioni della rete di misurazione regionale predisposta da Arpa, distribuiti sull'area di interesse come mostrato in *Figura 2-XI*:

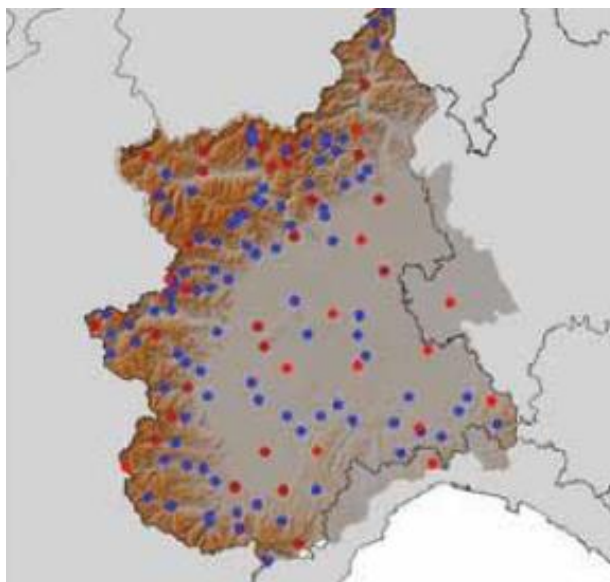


Figura 2-XI. Distribuzione spaziale delle stazioni termo-pluviometriche considerate nello studio. (Il Piemonte nel cambiamento climatico, Arpa Piemonte, 2007)

I dati sono poi stati sottoposti a controlli logici, climatologici e temporali per valutarne l'affidabilità mentre per valutare la significatività dei risultati sono state applicate due metodologie statistiche: la prima è la tecnica Montecarlo, che consiste nel confronto fra il trend calcolato sulla base della serie storica osservata e quello proveniente da 1000 serie storiche sintetiche ottenute da un rimescolamento casuale dei valori (è considerato significativo solo un trend che in valore assoluto supera del 5% le serie casuali) mentre la seconda è un classico test di Mann-Kendall con significatività del 5%.

Per quanto riguarda le precipitazioni sono state analizzate le seguenti statistiche:

- Le anomalie di precipitazione media e massima standardizzata, ottenute come differenza tra il singolo valore della serie storica e la media sull'intero periodo, normalizzate con la deviazione standard;
- L'intensità di precipitazione, come quantità media giornaliera;
- Il volume medio di precipitazione, calcolato come quantità media del singolo evento;
- La percentuale di giorni secchi annui (soglia 1 mm/giorno) e la lunghezza dei periodi secchi;

Per quanto riguarda le variabili relative alla precipitazione non è stata riscontrata nessuna tendenza significativa tranne che per la massima lunghezza dei periodi secchi che sembra dilatarsi, con un trend di 0.6 giorni/anno, e per il volume medio di precipitazione che aumenta di 4.9 mm/anno.

Nella Figura 2-XII si riporta l'andamento delle serie storiche:

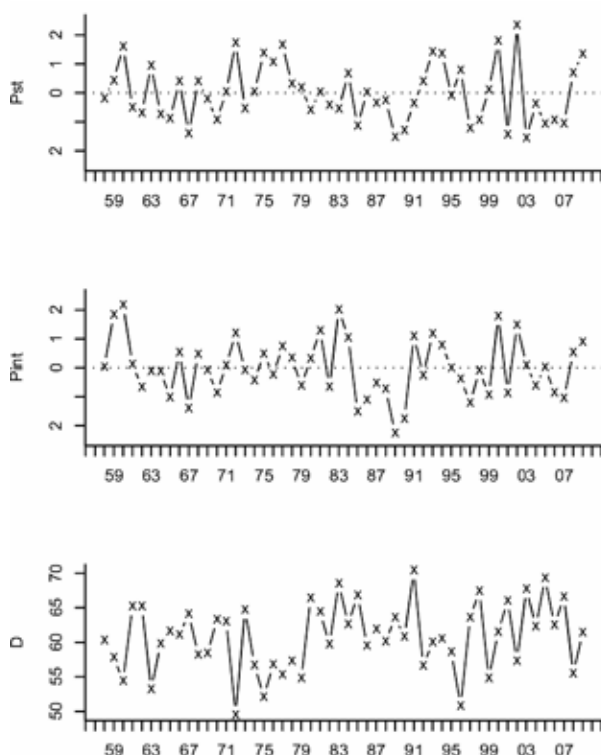


Figura 2-XII. Partendo dall'alto i tre grafici mostrano: precipitazione media standardizzata, intensità di precipitazione media annua e percentuale di giorni secchi all'anno. (Il Piemonte nel cambiamento climatico, Arpa Piemonte, 2007)

Risultati differenti si ottengono per quanto riguarda le temperature, in particolare l'analisi delle temperature medie annuali rivela una tendenza lineare statisticamente significativa sia per le massime che per le minime, con incrementi annui rispettivamente di 0.03°C e 0.028°C . In particolare, le zone che sembrano essere maggiormente interessate da questa tendenza positiva, sono la fascia alpina e prealpina della regione, anche se non si manifesta una tendenza statisticamente significativa della dipendenza di tale aumento con la quota.

Di seguito si riporta l'anomalia termica standardizzata delle temperature massime e minime:

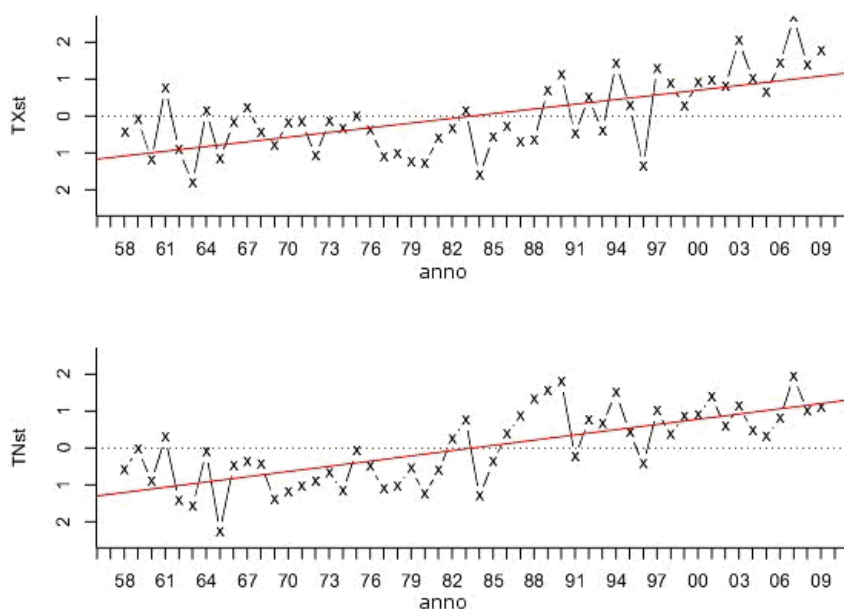


Figura 2-XIII. Andamento temporale dell'anomalia termica standardizzata. In alto si riportano le temperature massime, in basso quelle minime. (Il Piemonte nel cambiamento climatico, Arpa Piemonte, 2007)

Dalla *Figura 2-XIII* emerge in maniera netta come l'aumento di temperatura sia molto più marcato negli ultimi 30 anni, in particolare a partire dal decennio 1980/1990 fino ad oggi.

Analizzando i dati suddivisi per stagione inoltre, si può notare come le anomalie termiche più marcate vengano registrate nel periodo estivo, invernale e primaverile sia per la temperatura massima che per quella minima mentre l'autunno fornisce un trend meno marcato.

	ANNO	INVERNO	PRIMAVERA	ESTATE	AUTUNNO
Tmax [°C/anno]	0.031 +/- 0.005	0.036 +/- 0.01	0.028 +/- 0.01	0.026 +/- 0.009	0.018 +/- 0.01
Tmin [°C/anno]	0.028 +/- 0.004	0.038 +/- 0.01	0.030 +/- 0.01	0.028 +/- 0.006	0.016 +/- 0.01

Figura 2-XIV. Trend significativi di anomalia termica sulla base delle osservazioni nel periodo 1958/2009. (Il Piemonte nel cambiamento climatico, Arpa Piemonte, 2007)

Tali risultati sono in accordo con l'incremento significativo di temperature massime e minime calcolato per l'area alpina e riportato in studi analoghi: *Beniston et al. (2003)*, *Bohm et al. (2001)*.

Riassumendo quanto esposto finora, è possibile affermare che le analisi statistiche delle serie storiche dei dati osservati alle stazioni termopluviometriche tra il 1958/2009 indicano un aumento della temperatura media sulla regione Piemonte quantificabile in 1.5°C nel cinquantennio, mentre non si riscontrano trend significativi nelle precipitazioni medie annue. Dal punto di vista delle precipitazioni si segnala una debole tendenza statisticamente significativa all'incremento della lunghezza media e massima dei periodi secchi. Complessivamente tali condizioni evidenziano un aumento delle condizioni di aridità nell'area in esame e una riduzione della copertura nevosa negli ultimi anni sulle Alpi.

2.7 REGIME IDROLOGICO

Obiettivo dello studio sarà quello di capire come il cambiamento climatico, che agisce soprattutto sulla forzante in termini di variazione di temperatura e di precipitazione, possa influire sul regime delle portate del torrente Anza, il cui bacino idrografico è stato descritto in precedenza.

In particolare, siccome buona parte del bacino è coperto dal ghiacciaio del Belvedere, è necessario definire in quale misura la fusione nivale e glaciale contribuiscano alla formazione del deflusso idrico del torrente partendo dalla definizione delle caratteristiche idrologiche attuali del torrente stesso.

Il torrente Anza è soggetto a numerosi prelievi a causa della presenza di importanti impianti idroelettrici posizionati lungo l'asta principale e questo si traduce in un ulteriore fattore di stress idrico per il corso d'acqua stesso diminuendo la portata a disposizione degli ecosistemi fluviali. Tuttavia, in questo studio, si farà riferimento solamente all'area drenata a monte dello sbarramento fornito dalla diga di Ceppo Morelli, la quale ha un invaso limitato di circa 100.000 m³, che non influisce in modo determinante sul regime idrometrico del corso d'acqua.

Sicuramente si può dire che il bacino, come certificato dall'andamento annuale della portata, sia "snow-dominated", in quanto la quantità di acqua che scorre all'interno dell'alveo è fortemente influenzata dalla fusione nivale e glaciale che si manifestano tipicamente nella stagione tardo-primaverile ed estiva.

A conferma di ciò si riporta un esempio dell'andamento annuo della portata alla stazione di Macugnaga Pecetto, ricostruita mediante una scala delle portate in funzione del livello idrometrico osservato:

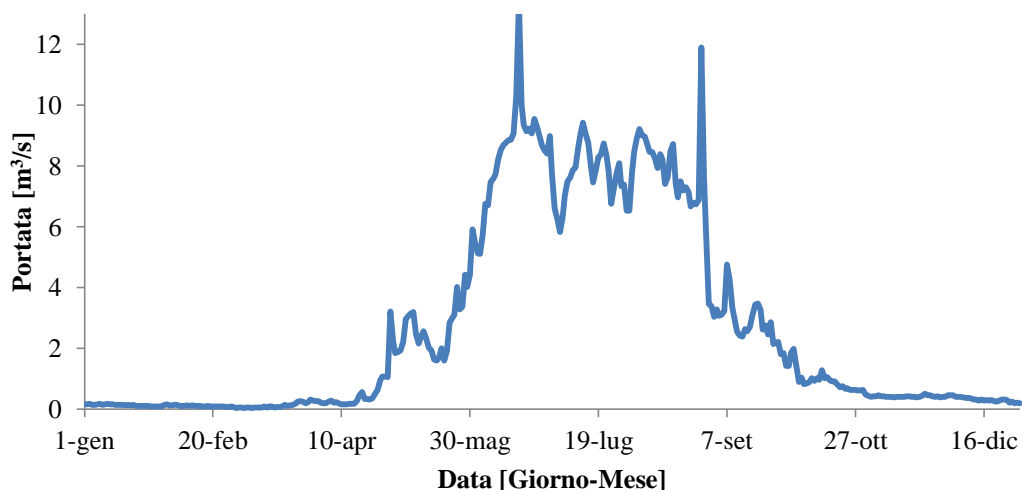


Figura 2-XV. Portate misurate alla stazione idrometrica di Macugnaga Pecetto, anno 2003.

Dal grafico notiamo come nei mesi invernali e tardo-autunnali la portata sia dell'ordine di $1 \text{ m}^3/\text{s}$ fino ad arrivare a $15\text{-}20 \text{ m}^3/\text{s}$ durante la stagione della fusione nivale.

Da misurazioni di livello idrico alla sezione di Macugnaga Pecetto da parte di Arpa Piemonte è stata ricostruita la curva di durata delle portate. La curva di durata delle portate rappresenta la distribuzione delle portate durante l'anno, cioè per quanti giorni è stato registrato quel dato valore di portata, e quindi il minimo numero di giorni in cui un determinato valore di portata viene eguagliato o superato.

L'andamento certifica ancora una volta come il regime del corso d'acqua in esame possa considerarsi torrentizio. Nella Figura 2-XVI si riporta il grafico della curva citata in precedenza:

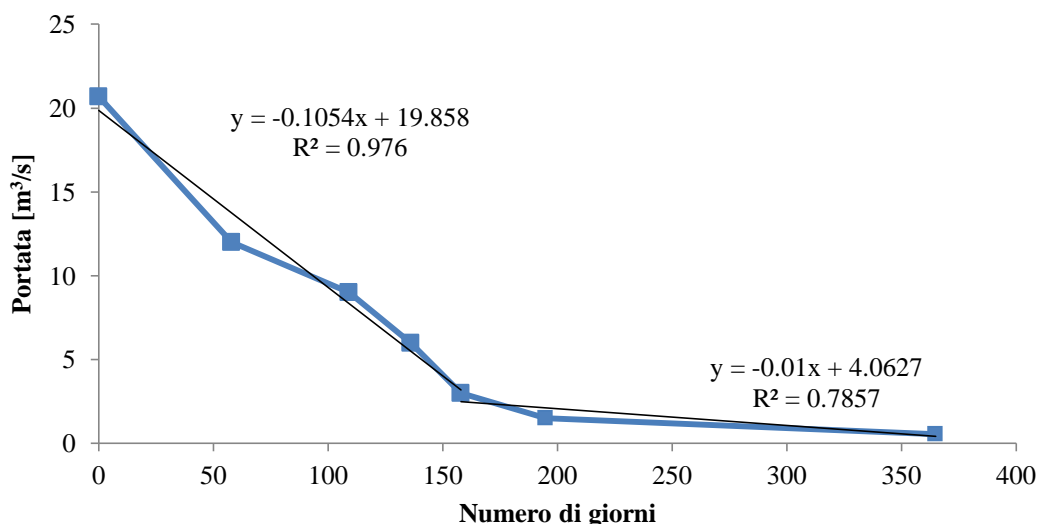


Figura 2-XVI. Curva di durata delle portate alla stazione idrometrica di Macugnaga Pecetto, anno 2009.

Dalla curva di durata delle portate, calcolata per l'anno 2009, si evidenzia la brusca variazione di pendenza nella retta interpolante in prossimità dei 150 giorni. Questo è tipico dei bacini "snow-dominated" poiché il deflusso ha un'entità completamente diversa tra la stagione di fusione e quella invernale, in cui rimane un contributo di base probabilmente dovuto alla ricarica della falda.

Le caratteristiche climatiche e morfologiche del bacino del torrente Anza evidenziano come uno studio dell'impatto del cambiamento climatico sul regime idrologico del torrente Anza sia a nostro avviso particolarmente significativo. In particolare:

- Il bacino presenta una percentuale di area notevole coperta da ghiaccio o da neve perenne, che sono minacciate dalle recenti osservazioni di cambiamento climatico, come certificato dalla crescita del tasso di ablazione medio annuo e dalla riduzione dell'area ghiacciata;
- Il regime del torrente Anza è di tipo torrentizio e dominato dalla fusione nivale con valori di portata che variano notevolmente tra la stagione di fusione e quella di accumulo nevoso;
- L'elevata escursione altimetrica tra la sezione di chiusura e le vette del Monte Rosa fa sì che la tipologia di precipitazione sia fortemente legata alla quota e un cambiamento della quota di zero termico produce un inevitabile aumento della frazione liquida della precipitazione.
- Il passaggio da precipitazione solida a liquida può avere degli effetti importanti sul regime idrologico, poiché generalmente gli eventi nevosi hanno durate maggiori e intensità minori di quelli liquidi, a parità di volume di precipitazione; l'aumento dell'intensità e della frequenza degli eventi liquidi possono provocare problemi di instabilità dei versanti, erosione spondale, aumento del trasporto solido, con l'aumento del rischio idrogeologico ed idraulico;
- Sull'asta del torrente Anza insistono numerosi impianti idroelettrici la cui produttività è funzione del volume idrico e dell'intervallo di tempo in cui tale quantità idrica è disponibile pertanto, una variazione nel timing, o nel valore di portata medio annuo del torrente, può generare un danno anche dal punto di vista economico.

3. MODELLO AFFLUSSI-DEFLUSSI CONCETTUALE

In questo capitolo verrà formulato un modello idrologico concettuale che simula la portata giornaliera, partendo da dati in ingresso di temperatura e precipitazione, tenendo conto anche della componente di ablazione del ghiaccio e della neve mediante un approccio semplificato.

Dopo averne descritto la struttura, il modello verrà calibrato e validato sulla base di dati osservati, dapprima alla sezione di chiusura di Macugnaga Pecetto, posta immediatamente a valle del ghiacciaio del Belvedere, per poi estendere lo studio all'invaso di Ceppo Morelli. Tale strumento sarà poi utilizzato per studiare gli effetti del cambiamento climatico sul regime idrometrico del torrente Anza ed, in particolar modo, per una valutazione del suo effetto sulla produzione di energia da parte dei numerosi impianti idroelettrici presenti sull'asta dello stesso torrente.

3.1 STRUTTURA DEL MODELLO

Il modello utilizza come dati in input la precipitazione e la temperatura a risoluzione giornaliera e il modello digitale del terreno, fondamentale per ricostruire la curva ipsografica che permette di descrivere la percentuale di area drenata in funzione della quota.

L'intensità di precipitazione è assunta essere uniformemente distribuita, pari a quella misurata alla sezione di chiusura o, nel caso siano presenti più stazioni, si sceglie quella in cui è stato possibile verificare l'accuratezza del dato misurato; mentre la sua tipologia, solida o liquida, è funzione della temperatura.

Questo approccio è tipico dei cosiddetti modelli concentrati che considerano il bacino nella sua totalità, tralasciando la variabilità spaziale, che richiederebbe un costo computazionale e modellistico molto più elevato.

La portata alla sezione di chiusura viene simulata con risoluzione temporale giornaliera, e può essere vista come la somma del contributo idrico derivante dalla precipitazione solida e liquida, depurata dall'evapotraspirazione e dalle perdite per infiltrazione, del quantitativo idrico derivante dalla fusione glaciale e del contributo ritardato legato all'infiltrazione nel sottosuolo.

Per tener conto della diversa influenza che precipitazione e ablazione esercitano sul deflusso, la componente di precipitazione viene trasformata in deflusso mediante un modello di Nash, in cui i parametri n e k vengono calibrati sulla base delle portate osservate, mentre il ghiacciaio e il deflusso di base vengono modellati come serbatoi caratterizzati da una propria costante di invaso, rispettivamente k_{ice} e k_{base} , entrambe definite in fase di calibrazione. Pertanto la portata al singolo giorno i è pari a:

$$Q_i \left[\frac{m^3}{giorno} \right] = Q_{precipitazione,i} + Q_{fusione\ glaciale,i} + Q_{base,i}$$

Il primo addendo viene calcolato dall'integrale di convoluzione, che descrive la risposta all'impulso di un sistema di n serbatoi in serie, secondo la formulazione proposta da Nash, il secondo addendo è calcolato come la risposta all'impulso di un invaso lineare, caratterizzato da una costante di invaso k_{ice} , mentre il deflusso di base, generalmente più lento è caratterizzato da un ulteriore costante di invaso k_{base} .

La struttura del modello definito viene riportata nella *Figura 3-I*:

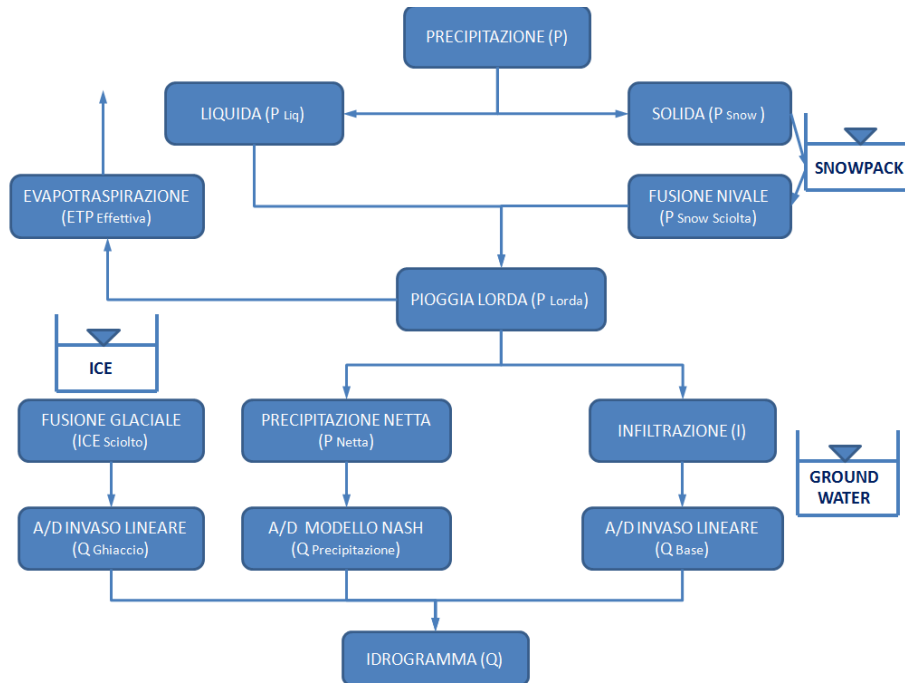


Figura 3-I. Schema concettuale del modello idrologico.

Vediamo ora nel dettaglio come si arriva al bilancio idrico alla sezione di chiusura partendo dai dati di precipitazione e temperatura in ingresso.

3.1.1 SUDDIVISIONE IN FASCE ALTIMETRICHE

Come già affermato in precedenza, i bacini montani sono caratterizzati da un'escursione altimetrica importante e, come noto, la temperatura e la precipitazione sono funzione della quota, pertanto è necessario ricavare dal modello digitale del terreno la curva ipsografica che descrive l'area drenata in funzione della quota. (Allamano et al. 2009)

Sulla base di essa il bacino idrografico verrà suddiviso in sottobacini, ognuno dei quali presenta un'area drenata del 10% e un'escursione altimetrica variabile. Per evitare di assegnare ad un sottobacino delle grandezze medie troppo lontane dalla realtà, si considera un'escursione altimetrica massima per ogni sottobacino pari a 500 m.

Tali sottobacini saranno considerati uniformi dal punto di vista delle variabili meteorologiche in input, le quali saranno funzione della quota media del sottobacino stesso e anche la loro risposta idrologica alla sollecitazione in input sarà assunta uniforme.

Tale procedura è fondamentale per determinare il contributo della singola fascia altimetrica del bacino in esame alla precipitazione in ingresso al modello di Nash in riferimento alla tipologia di precipitazione e al calcolo dell'evapotraspirazione potenziale.

Nella *Figura 3-II*, viene riportata la procedura schematica per la definizione della curva ipsografica: il bacino idrografico viene suddiviso in fasce altimetriche e legando l'area drenata percentuale alla quota assoluta o relativa si ottiene l'andamento rappresentato:

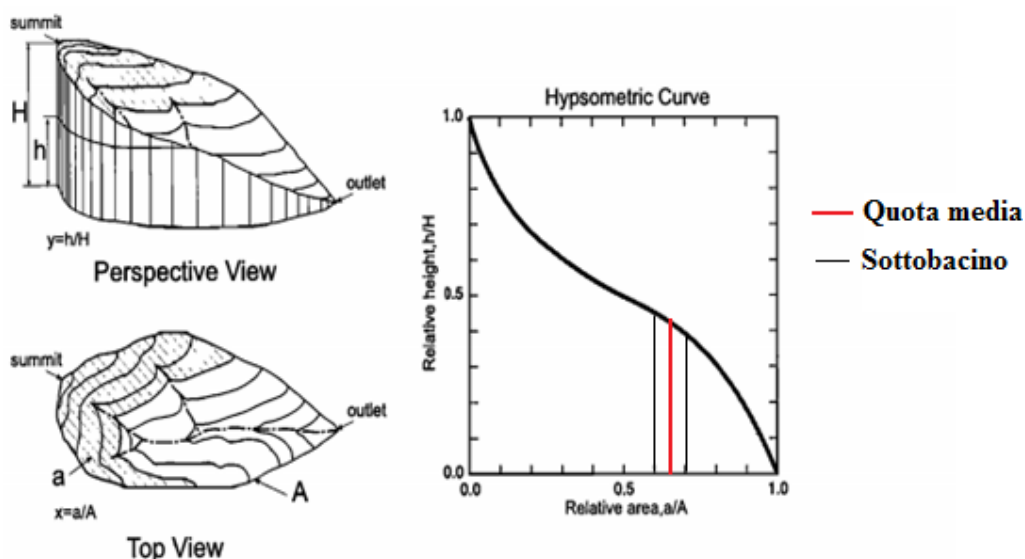


Figura 3-II. Ricostruzione della curva ipsografica di un generico bacino idrografico. (Luo 2000)

In *Figura 3-II* viene evidenziata la suddivisione in sottobacini in funzione dell'area drenata e dell'escursione altimetrica, dove per ogni fascia l'informazione fondamentale è l'area drenata centrata in corrispondenza della quota media.

3.1.2 ANDAMENTO DELLA TEMPERATURA AL VARIARE DELLA QUOTA

In aree montuose, caratterizzate da una forte escursione altimetrica, la variabile fondamentale è la temperatura, poiché tutti i termini che rientrano nel bilancio idrologico possono essere stimati dalla stessa: partizione solido/liquida della precipitazione, fusione nivale, fusione glaciale, evapotraspirazione. (Hock 2003)

La temperatura tuttavia è disponibile solamente in corrispondenza della stazione di misura all'interno del bacino e pertanto il suo valore sicuramente non sarà rappresentativo per ogni sottobacino, caratterizzato da una propria quota media.

Per tener conto della diminuzione della temperatura al variare della quota si è definito il *temperature lapse rate*, il quale varia a seconda che l'atmosfera sia umida oppure secca sulla base di una soglia di precipitazione. (Rolland 2002)

La temperatura al generico giorno i e relativa alla quota altimetrica j pertanto sarà calcolata come:

$$T_{i,j} = T_{i,Rif} - TLR \cdot (\bar{h}_j - h_{Rif})$$

Dove:

- $T_{i,Rif}$ è la temperatura osservata alla stazione meteorologica di riferimento in °C;
- h_{Rif} è la quota della medesima stazione in m;
- \bar{h}_j è la quota media della porzione j -esima in cui è stato suddiviso il bacino in m;
- TLR è il *temperature lapse rate* che viene definito a seconda della precipitazione caduta a livello giornaliero (P_i):

$$TLR \left[\frac{^{\circ}C}{100 \text{ m}} \right] = \begin{cases} TLR_{Umido} & \text{se } P_i > P_{soglia} \\ TLR_{Secco} & \text{se } P_i < P_{soglia} \end{cases}$$

Il tasso di decrescita della temperatura con la quota in condizioni umide e secche e il valore di soglia della precipitazione verranno descritti in dettaglio nel paragrafo 4.1 relativo al bacino considerato.

3.1.3 PARTIZIONE SOLIDO-LIQUIDA

Oltre alla temperatura, l'altra variabile climatica fondamentale è la precipitazione, che si assume costante alle diverse fasce altimetriche, pari a quella osservata alla stazione meteorologica di riferimento all'interno del bacino. Tale semplificazione sembra accettabile a causa della modesta estensione del bacino in esame, infatti, per quanto riguarda la sezione di chiusura posta a Macugnaga Pecetto l'area drenata complessiva è inferiore a 40 Km².

La precipitazione in ingresso al generico sottobacino j -esimo e al giorno i -esimo tuttavia, è influenzata dalla temperatura e in particolare essa sarà classificata come solida o liquida sulla base del raffronto rispetto ad una temperatura di soglia:

$$Precipitazione_{i,j} = \begin{cases} P_{Liq\ i,j} & \text{se } T_{i,j} \geq T_{SOGLIA} \\ P_{Snow\ i,j} & \text{se } T_{i,j} < T_{SOGLIA} \end{cases}$$

Nel caso in esame viene scelto un unico valore della soglia, anche se in letteratura sono presenti diversi approcci per il calcolo della partizione solido liquida più complessi che tengono conto anche delle condizioni di precipitazione mista. (Tarboton et al. 1996) e (Kienzle 2008)

Nel caso in esame si è preferito calibrare il valore della soglia a livello puntuale, basandosi sui dati misurati dal pluviometro e dal nivometro nella stazione di Macugnaga Pecetto. Il valore ottimale della soglia è quello che permette di classificare correttamente la tipologia di precipitazione; tale aspetto verrà trattato più approfonditamente nei capitoli che seguono.

3.1.4 EVAPOTRASPIRAZIONE

Il tasso di evapotraspirazione potenziale mensile si assume dipendente dalla temperatura media mensile e viene calcolato mediante la formulazione di Thornthwaite. L'autore l'ha definita per via empirica sulla base di dati osservati nelle regioni umide centrali ed orientali degli Stati Uniti, nel campo dell'irrigazione, tuttavia è stata modificata per tenere conto dell'elevata escursione altimetrica del bacino idrografico (Bartolini et al. 2011):

$$ETP_{Pot\ mensile\ j} \left[\frac{mm}{mese} \right] = 16.2 \cdot b_z \cdot \left(10 \cdot \frac{\bar{T}_z}{I_j} \right)^{a_j}$$

In particolare:

- \bar{T}_z è la temperatura media mensile osservata. Bisogna tenere conto che si avrà evapotraspirazione solo nel caso in cui la temperatura media mensile risultasse positiva;
- I_j è chiamato indice termico annuale e viene calcolato solo nei mesi in cui il valore medio della temperatura di lungo periodo (T_{LP}) è positiva, secondo la formulazione:

$$I_j = \max \left[\sum_{z=1}^k \left(\frac{T_{LP,z,j}}{5} \right)^{1.514} ; 5 \right]$$

Con k si intende il numero dei mesi in un anno in cui la temperatura media è positiva e spesso nei bacini montani tale valore è basso, per questo si assiste ad una sovrastima dell'evapotraspirazione potenziale; per evitare ciò l'indice termico annuale viene limitato inferiormente ad un valore pari a 5. Esso deve essere assunto costante per il bacino esaminato ed è calcolato in funzione delle medie delle temperature mensili calcolate su una serie di dati sufficientemente lunga. Per il calcolo di questo parametro si sono utilizzate le temperature massime e minime mensili osservate nel periodo 1958-2009 dalla rete di stazioni meteorologiche di Arpa Piemonte, suddivise per fasce altimetriche, come riportato nella *Figura 3-III*:

		Anno	Gen	Feb	Mar	Apr	Mag	Giu	Lug	Ago	Set	Ott	Nov	Dic
		°C	°C	°C	°C	°C	°C	°C	°C	°C	°C	°C	°C	°C
inferiori a 500 m	Massima	16,9	5,7	8,2	13	16,7	21,4	25,6	28,5	27,5	23,1	17,1	10,5	6,4
	Minima	8,2	-0,8	0,5	3,8	7,2	11,8	15,4	17,7	17,2	13,6	9	3,9	0,1
tra 500 m e 1500 m	Massima	12,6	3,6	5	8,2	11,4	15,9	20	22,9	22,1	17,9	13	7,4	4,1
	Minima	5,2	-2,5	-1,8	0,7	3,7	8	11,4	13,8	13,6	10,2	6,2	1,4	-1,8
tra 1500 m e 2500 m	Massima	6,5	-0,9	-0,1	2	4,5	8,9	12,7	15,5	14,9	11,4	7,4	2,5	-0,2
	Minima	0,8	-6,2	-6,1	-4,3	-1,8	2,8	6,4	9,1	9	6	2,5	-2,3	-5,2
superiori a 2500 m	Massima	0,3	-5,3	-5,5	-4,4	-2,8	1,4	4,8	7,6	7,4	4,9	2,1	-2,2	-4,4
	Minima	-3,9	-9,8	-10,1	-9,1	-7,3	-2,8	0,8	3,6	3,6	1,2	-1,8	-6,3	-8,8

Figura 3-III. Temperature massime e minime mensili mediate su 50 anni di osservazione. (Dipartimento Sistemi Previsionali, Arpa Piemonte, 2010)

Sulla base di questi dati è possibile tenere conto della variabilità dei parametri dell'equazione in funzione dell'altitudine, necessità fondamentale nel bacino chiuso alla sezione di Macugnaga Pecetto che presenta un'escursione altimetrica da 1360 a 4500 m.

In particolare:

- a_j : è un parametro dipendente dall'indice termico annuale secondo la definizione:

$$a_j = 0.016 \cdot I_j + 0.05$$

- b_z è un parametro correttivo che tiene in considerazione il numero medio di ore di insolazione giornaliera e il numero di giorni nel mese z . Fissata la latitudine, per ogni mese, il valore di b_z viene riportato nella tabella seguente:

NORTH LAT.	JAN.	FEB.	MAR.	APR.	MAY	JUNE	JULY	AUG.	SEPT.	OCT.	NOV.	DEC.
0°	1.04	0.94	1.04	1.01	1.04	1.01	1.04	1.04	1.01	1.04	1.01	1.04
10°	1.00	0.91	1.03	1.03	1.08	1.06	1.08	1.07	1.02	1.02	0.98	0.99
20°	0.95	0.90	1.03	1.05	1.13	1.11	1.14	1.11	1.02	1.00	0.93	0.94
30°	0.90	0.87	1.03	1.08	1.18	1.17	1.20	1.14	1.03	0.98	0.89	0.88
35°	0.87	0.85	1.03	1.09	1.21	1.21	1.23	1.16	1.03	0.97	0.86	0.85
40°	0.84	0.83	1.03	1.11	1.24	1.25	1.27	1.18	1.04	0.96	0.83	0.81
45°	0.80	0.81	1.02	1.13	1.28	1.29	1.31	1.21	1.04	0.94	0.79	0.75
50°	0.74	0.78	1.02	1.15	1.33	1.36	1.37	1.25	1.06	0.92	0.76	0.70

Figura 3-IV. Media delle ore possibili di insolazione giornaliera espressa in riferimento alle 12 ore. (Gray 1973)

Il bacino in esame è situato ai 45° N, pertanto vengono inseriti i parametri della penultima riga in *Figura 3-IV*. Nel caso in esame il bilancio idrico è calcolato con risoluzione giornaliera, pertanto si è reso necessario ripartire uniformemente il tasso mensile nei giorni all'interno del mese in cui si è registrato un valore di temperatura positivo:

$$ETP_{Pot\ i,j} \left[\frac{mm}{giorno} \right] = \frac{ETP_{Pot\ mensile\ j}}{\sum_{i=1}^{30} N_{T_{i,j}>0^{\circ}C}}$$

Infine, l'evapotraspirazione effettiva giornaliera sarà calcolata confrontando tale valore dell'evapotraspirazione potenziale con la quantità di pioggia effettivamente disponibile:

$$ETP_{Eff,i,j} \left[\frac{mm}{giorno} \right] = \min \left\{ \begin{array}{l} ET_{Pot\ i,j} \\ P_{Liq\ i,j} \end{array} \right.$$

Nei bacini idrografici caratterizzati da un'esposizione elevata alla radiazione incidente l'evapotraspirazione costituisce un fattore fondamentale nel bilancio idrologico. Stessa cosa può dirsi per la sublimazione data la presenza di importanti masse glaciali e nevose, tuttavia la sua stima non può essere effettuata mediante trattazioni semplificate ma richiede un complesso bilancio dei flussi di calore collegati alla misurazione della radiazione solare, della velocità del vento, dell'esposizione dei versanti e dell'umidità. (Phillips et al. 2009) Tali informazioni risultano carenti nel bacino in esame, pertanto si è deciso di trascurare questa perdita idrologica, piuttosto che utilizzare un metodo di stima che porti a valori troppo lontani dalla realtà.

3.1.5 FUSIONE NIVALE: APPROCCIO BASATO SUL DEGREE DAY FACTOR

A differenza della pioggia, la neve si accumula nel caso la temperatura sia negativa, altrimenti viene calcolato il tasso di fusione mediante l'approccio del "degree day", sulla base della definizione del coefficiente di fusione. In questo modo è possibile tenere conto del ritardo temporale tipico del deflusso da fusione nivale.

Per stimare il quantitativo idrico derivante dalla fusione nivale, è di largo utilizzo una semplice relazione che lega il tasso di fusione alla differenza tra la temperatura media dell'aria, relativa al sottobacino considerato, e una temperatura di soglia:

$$F_{Snow\ Pot\ i,j} \left[\frac{mm}{giorno} \right] = M_{Snow\ i} \cdot (T_{a\ i,j} - T_0)$$

La temperatura di soglia solitamente coincide con quella fisicamente basata pari a 0°C, tuttavia si è osservato che nei bacini con elevata escursione altimetrica utilizzare tale valore della soglia sottostima l'apporto idrico da fusione. Questo accade poiché la fusione nivale viene osservata comunque nell'arco della giornata nonostante la temperatura media sia inferiore agli 0°C, soprattutto nelle ore centrali della giornata.

Studi su ghiacciai della Groenlandia ubicati in regioni montuose, hanno dimostrato come sia opportuno calibrare il valore della soglia sulla base dell'osservazione dei giorni di fusione, poiché essa incide anche sul coefficiente di fusione $M_{SNOW\ i}$ (Van Den Broeke et al. 2010). Infatti, il rapido incremento della fusione giornaliera per neve e ghiaccio all'aumentare della quota, è causato dall'effetto dominante della radiazione a onde corte e del ricongelamento notturno; per tenere conto di ciò si diminuisce il valore della soglia oppure si definisce un fattore di fusione variabile in funzione della quota.

Il riferimento più aderente alla realtà tuttavia, sembra essere quello proposto da Salandin & Volonte' (2003), che riguarda un modello di simulazione dell'accumulo di neve al suolo oltre alla fase di fusione e propagazione dell'acqua all'interno del manto nevoso, basato su un approccio di tipo energetico.

Nella calibrazione del modello idrologico con sezione di chiusura posta nei pressi di Macugnaga gli autori utilizzano un valore della temperatura di riferimento per il calcolo del quantitativo idrico da fusione nivale pari a 0°C, con un tasso di fusione pari a 4.32 mm/giorno°C.

Tutta l'incertezza nella stima del quantitativo idrico determinato dalla fusione nivale quindi, viene trasferita sul parametro M (mm/giorno°C), chiamato tasso di fusione poiché esso include sinteticamente tutte le informazioni relative al bilancio energetico tra neve e atmosfera. Autori come Rohrer & Lang (1990) o Braithwaite (1995) mostrano come questo fattore sia costante in un range di temperature tra 1 e 5 °C ed indipendente dalla velocità del vento.

Il *degree day factor*, presenta una variabilità molto marcata e si differenzia a seconda che si stia calcolando la fusione nivale oppure quella glaciale. In particolare per la neve può variare tra 2.6 e 11.6 mm/giorno°C, mentre per il ghiaccio tra 5.4 e 20 mm/giorno°C, tali valori sono reperiti in letteratura e riferiti alla soglia fisicamente basata di 0°C (Hock 2003).

Altri autori mostrano come tale parametro sia dipendente dalla temperatura stessa mediante una relazione non lineare, e sia strettamente correlato sia all'albedo che alla radiazione netta incidente, determinando un'elevata variabilità spaziale. Il tasso di fusione inoltre non è costante nel tempo, varia stagione per stagione e si differenzia nel caso si stia considerando neve o ghiaccio: nel primo caso il tasso è minore a causa di un maggiore albedo che determina una maggior quantità di energia solare riflessa.

Per tener conto della variabilità giornaliera di tale parametro, strettamente legata all'intensità della radiazione solare nell'arco dell'anno, si è utilizzato l'approccio di Martinec e Rango (1995), che suggeriscono un andamento sinusoidale descritto dalla seguente relazione:

$$M_{Snow\ i} = \left(\frac{M_{Snow\ max} + M_{Snow\ min}}{2} \right) + \sin \left(\frac{giorno\ dell'anno\ i \cdot \pi}{366} \right) \cdot \left(\frac{M_{Snow\ max} - M_{Snow\ min}}{2} \right)$$

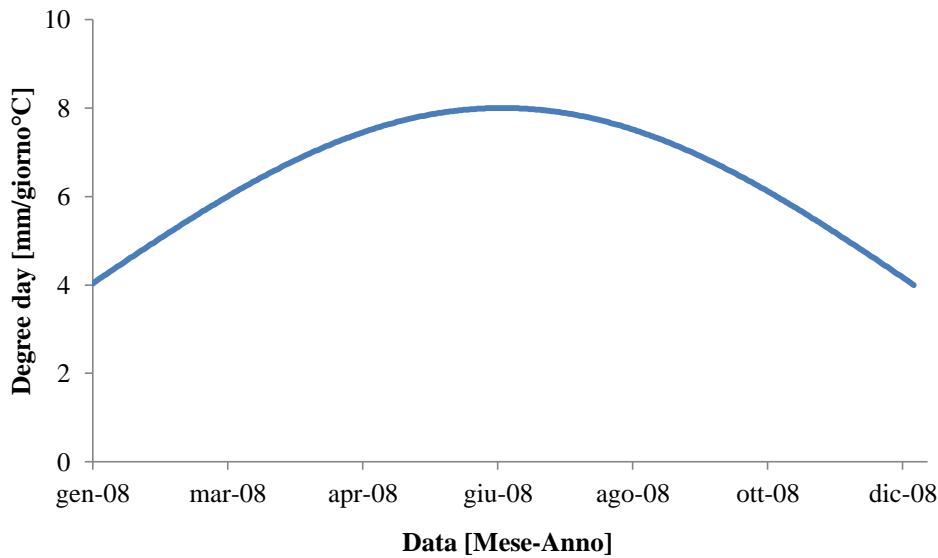


Figura 3-V. Esempio di andamento annuo del degree day della neve.

L'approccio definisce un tasso di fusione variabile tra un valore minimo, che solitamente si riferisce al giorno 21 dicembre e quello massimo del 21 giugno.

Nel caso in esame i tassi di fusione minimo e massimo della neve saranno definiti a priori e stimati a partire dai dati di altezza di neve al suolo, convertita in equivalente idrico nivale, per le stazioni termovivometriche a disposizione nel bacino in esame. Essi incidono in modo sostanziale sul bilancio idrologico in un bacino idrografico di alta quota come quello oggetto di studio, pertanto richiedono una procedura appositamente definita che verrà descritta nei capitoli seguenti.

Il grande vantaggio di utilizzare il metodo dei gradi giorno consiste nella facile reperibilità del dato di temperatura dell'aria, a differenza della grande mole di dati necessari per implementare un modello di fusione basato sugli scambi di calore.

Nonostante la semplicità del modello, i risultati ottenuti utilizzando questo approccio sono sufficientemente accurati e comparabili con quelli ottenuti da metodi che considerano un bilancio di tipo energetico in cui vengono tenuti in considerazione tutti i termini di flusso: radiazione a onda corta e lunga incidente, calore sensibile, calore latente, conduzione aria/suolo.

Diversi autori, tra cui *Ohmura 2001*, hanno dimostrato come l'importanza della temperatura nella stima della fusione nivale sia principalmente dovuta al fatto che la radiazione atmosferica a onda lunga è di gran lunga la fonte di calore dominante e la maggior parte di essa viene proprio dagli strati bassi dell'atmosfera stessa (1 Km di distanza dalla superficie). La temperatura superficiale dell'aria, misurata comunemente vicino al livello del suolo, è la variabile che più influenza il calore emesso da questo strato dell'atmosfera.

Per di più la seconda e la terza fonte di calore utilizzate per la fusione risultano essere la radiazione ad onde corte e il calore sensibile, anch'essi correlati alla temperatura. Viceversa la velocità del vento, è una variabile debolmente influente sulla fusione, poiché quest'ultima è principalmente legata alla radiazione a onde lunghe in atmosfera, seguita dalla radiazione globale assorbita, ed entrambe risultano essere indipendenti dal

movimento dell'aria in atmosfera. Queste ragioni portano all'utilizzo di una relazione che al tempo stesso è semplice, accurata e basata su dati facilmente reperibili.

In definitiva il quantitativo idrico da fusione nivale relativo al giorno *i-esimo* e alla fascia altimetrica *j-esima*, analogamente a quanto affermato per l'evapotraspirazione, è limitato dalla quantità di neve effettivamente disponibile ad essere sciolta; esso viene calcolato come:

$$F_{Snow\ Eff\ i,j} \left[\frac{mm}{giorno} \right] = \min \left\{ \begin{array}{l} F_{Snow\ Pot\ i,j} \\ SWE_{i-1,j} \end{array} \right.$$

Dove l'accumulo nevoso in termini di equivalente idrico nivale è calcolato dal bilancio giornaliero secondo la seguente definizione:

$$SWE_{i,j} \left[\frac{mm}{giorno} \right] = SWE_{i-1,j} - F_{Snow\ Eff\ i,j} + P_{Snow\ i,j}$$

3.1.6 CALCOLO DELLA PRECIPITAZIONE NETTA

Dopo aver definito tutti i contributi liquidi la precipitazione totale sul bacino è calcolata sulla base di un bilancio giornaliero, tenendo in considerazione il contributo dei sottobacini definiti in precedenza sulla base della curva ipsografica, pesati per l'area drenata:

$$P_{LORDA,i} \left[\frac{mm}{giorno} \right] = \sum_{j=1}^{n\ sottobacini} (P_{Liq\ i,j} + F_{Snow\ Eff\ i,j} - ETP_{eff\ i,j}) \cdot \frac{A_j}{A_{TOT}}$$

Tale precipitazione deve essere depurata dalle perdite idrologiche, calcolate mediante l'approccio del Curve Number formulato dal Soil Conservation Service, che prevede il calcolo del deflusso superficiale come differenza tra precipitazione e perdite per infiltrazione, includendo anche le perdite iniziali.

Il metodo si basa sull'ipotesi che il volume specifico di deflusso superficiale P_e , è proporzionale all'altezza di pioggia totale P depurata dell'assorbimento iniziale I_a , nel rapporto che sussiste tra il volume specifico infiltrato F e quello specifico di saturazione del terreno S :

$$\frac{P_e}{P - I_a} = \frac{F}{S}$$

Inoltre, definendo la perdita per infiltrazione come: $F = P - P_e - I_a$ e le perdite iniziali come percentuale fissa del massimo potenziale di ritenzione idrica del suolo: $I_a = 0.2 S$, si ottiene l'espressione dell'altezza di pioggia netta:

$$P_{Netta,i} \left[\frac{mm}{giorno} \right] = \frac{(P_{LORDA,i} - I_a)^2}{(P_{LORDA,i} - I_a + S)}$$

Dove:

- I_a rappresenta il volume specifico di imbibimento, stimato come una frazione variabile di S ;

- S è il massimo potenziale di ritenzione idrica del suolo e viene stimato secondo la relazione:

$$S \left[\frac{mm}{giorno} \right] = 254 \cdot \left(\frac{100}{CN} - 1 \right)$$

Come si evince dalle grandezze appena descritte l'unico parametro del modello è il *curve number*, che descrive la predisposizione dei suoli a contribuire alla formazione del deflusso, il quale dipende essenzialmente da tre fattori:

- Il tipo idrologico di suolo: a seconda della permeabilità dello strato più superficiale del terreno, quest'ultimo viene classificato in 4 categorie che possono essere determinate a partire dalla carta litologica:

TIPO IDROLOGICO DI SUOLO	DESCRIZIONE
A	Scarsa potenzialità di deflusso. Comprende sabbie profonde con scarsissimo limo e argilla; anche ghiaie profonde, molto permeabili.
B	Potenzialità di deflusso moderatamente bassa. Comprende la maggior parte dei suoli sabbiosi meno profondi che nel gruppo A, ma il gruppo nel suo insieme mantiene alte capacità d'infiltrazione anche a saturazione.
C	Potenzialità di deflusso moderatamente alta. Comprende suoli sottili contenenti considerevoli quantità d'argilla e collodi, anche se meno del gruppo D. Il gruppo ha scarsa capacità d'infiltrazione a saturazione.
D	Potenzialità di deflusso medio-alta. Comprende la maggior parte delle argille con alta capacità di rigonfiamento, ma anche suoli sottili con orizzonti pressoché impermeabili in vicinanza delle superfici.

Tabella 3-I. Tipi idrologici di suolo definiti dal metodo del Soil Conservation Service.

Tale parametro può assumere quattro valori A, B, C, D, il primo corrispondente a suoli molto permeabili, ad esempio terreni sabbiosi con scarsità di argilla oppure ghiaie, mentre l'ultimo a terreni impermeabili, tipicamente argillosi. La sola litologia spesso non è sufficiente a classificare con esattezza il tipo idrologico di suolo, pertanto è necessario tenere in considerazione anche altre caratteristiche come il grado di alterazione strutturale. Ulteriori difficoltà si riscontrano in corrispondenza di coperture ghiacciate o innevate, poiché esse mutano le loro caratteristiche di permeabilità seguendo il ciclo annuale delle stagioni, passando da condizioni di alta permeabilità nei periodi di innevamento assente o consolidato, a condizione di permeabilità superiore nei periodi intermedi.

- la copertura vegetale e del suolo: essa viene determinata a partire dalla mappa *Corine* del 1993, riclassificata secondo lo schema proposto da *Cumer (1994)*, per consentire una razionale attribuzione dei valori del CN.

Nella *Tabella 3-II* si riportano le classi di uso del suolo descritte in questo progetto:

COPERTURA DEL SUOLO	DESCRIZIONE
A	Zone urbanizzate
B	Zone industriali, commerciali e reti di comunicazione
C	Zone estrattive, discariche e cantieri
D	Zone verdi artificiali non agricole
E	Seminativi
F	Colture permanenti
G	Prati stabili
H	Zone agricole eterogenee
I	Zone boscate
L	Zone caratterizzate da vegetazione arbustiva e/o erbacea
M	Zone aperte con vegetazione rada o assente
N	Zone umide interne
O	Acque continentali
P	Acque marittime

Tabella 3-II. Classi di uso del suolo utilizzati per determinare il CN.

- lo stato di imbibimento del terreno al momento dell'evento meteorico considerato: il valore del CN, ottenuto incrociando le informazioni precedentemente descritte, è relativo alle condizioni di umidità medie che possono essere poi modificate per tenere conto di condizioni idriche più estreme a seconda del livello di umidità. Nella Tabella 3-III si riporta la classificazione definita dal Soil Conservation Service che definisce il valore di AMC (*Antecedent moisture condition*) in funzione della precipitazione cumulata:

Classe AMC	Pioggia totale nei 5 giorni antecedenti l'evento	
	Stagione di riposo vegetativo	Stagione di crescita
I	< 13 mm	< 36 mm
II	13 ÷ 28 mm	36 ÷ 53 mm
III	> 28 mm	> 53 mm

Tabella 3-III. Definizione del parametro AMC secondo la classificazione del Soil Conservation Service.

A seconda dell'AMC il valore del CN_{II} viene modificato secondo le seguenti relazioni:

$$AMC I: CN_I = \frac{CN_{II}}{2.281 - 0.01281 CN_{II}}$$

$$AMC III: CN_{III} = \frac{CN_{II}}{0.427 + 0.00573 CN_{II}}$$

Il valore dell'AMC viene calcolato per ogni evento di precipitazione e viene aggiornato durante l'evento stesso, mediante un approccio di tipo dinamico; gli eventi di precipitazione vengono considerati distinti se

separati da almeno un giorno in cui la precipitazione misurata è risultata essere nulla. Le soglie riportate nella *Tabella 3-III*, utilizzate per distinguere tra le diverse condizioni di umidità del suolo, sono state definite inizialmente sulla base di osservazioni sperimentali compiute dal Soil Conservation Service nelle pianure statunitensi e comunemente adoperate in bacini idrografici con ubicazione e caratteristiche molto diverse da quelli originariamente considerati.

Recenti studi disponibili in letteratura mostrano come tali soglie siano impropriamente utilizzate in bacini montani, pertanto ne vengono definite delle nuove esaminando a scala di bacino l'effetto che esse hanno sulla stima del deflusso idrico. (*Ravazzani et al. 2011*)

Per il bacino del fiume Toce, dopo una procedura di minimizzazione della differenza tra il deflusso idrico simulato e osservato sono state definite le seguenti soglie di precipitazione:

- soglia tra *AMC I/AMC II*: 8.2 mm;
- soglia tra *AMC II/AMC III*: 41.4 mm;

La differenziazione tra la stagione di crescita e di riposo vegetativo è considerata di secondaria importanza nel presente studio poiché si analizzeranno bacini montani e non suoli agricoli come riportato nella trattazione originaria.

Per determinare il valore del CN medio relativo al bacino in esame è stata utilizzata la mappa definita a scala nazionale, elaborata incrociando la mappa di uso del suolo con quella relativa alla litologia, avente celle di dimensione 230x230 m. Nella *Figura 3-VI* si riporta la mappa del *curve number* per il bacino Padano:

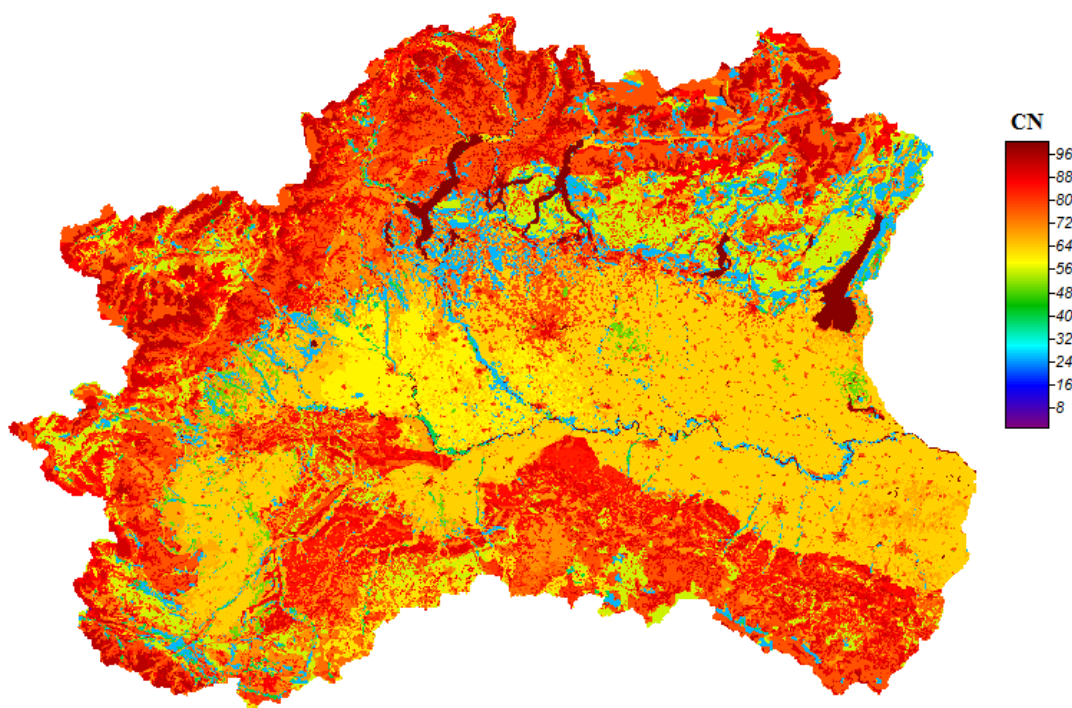


Figura 3-VI. Mappatura del CN II per il bacino Padano.(De Michele et al 2000)

Sulla base di questa cartografia definita per il bacino padano da uno studio condotto da *De Michele et al (2000)*, il valore del CN relativo alle condizioni di umidità di tipo II, viene calcolato mediante una media pesata sull'area drenata del bacino, relativo alle due sezioni di chiusura considerate.

Per il calcolo del CN medio a scala di bacino si è tenuto conto del fatto che una parte del bacino idrografico è coperto da ghiacciai poichè nello studio citato in precedenza essi erano stati classificati come aree ad elevata permeabilità; nel nostro caso invece si è proceduto ad una riclassificazione di tali aree attribuendogli un valore del CN pari a 100. Questo può essere giustificato dal fatto che nella stagione invernale la precipitazione è solida e il ghiacciaio non cede acqua, mentre durante la stagione di fusione e, in particolare quella estiva, la precipitazione è liquida e il ghiacciaio, che a sua volta è in fase di ablazione, si comporta come una superficie impermeabile. Oltretutto i fenomeni di ricongelamento dell'acqua, causati dal contatto con la superficie ghiacciata, possono essere trascurati poichè la parte superficiale del ghiacciaio stesso ha una temperatura di 0°C in questa stagione.

La precipitazione netta, definita all'inizio del paragrafo, viene considerata uniforme sull'intera area drenata dal bacino e trasformata in m^3/giorno per essere correttamente inserita come input al modello di Nash utilizzato per il calcolo della portata giornaliera derivante dalla precipitazione:

$$P_{Netta\ Tot\ i} \left[\frac{m^3}{giorno} \right] = P_{Netta,i} \cdot 10^{-3} \cdot A_{TOT}$$

3.1.7 MODELLO DI NASH

Il modello di Nash schematizza il bacino come un insieme di n serbatoi in serie, caratterizzati dalla stessa costante di invaso k ; l'ipotesi alla base del modello è che il volume idrico immagazzinato nel generico serbatoio sia funzione della portata in uscita mediante un certo coefficiente di deflusso. (Nash, 1957)

Il vantaggio dell'utilizzare un modello concettuale, nell'ipotesi di linearità e stazionarietà, consiste nel conoscere la funzione di risposta all'impulso, che, moltiplicata istante per istante alla precipitazione e cumulata nell'arco di tempo di interesse per la simulazione, fornisce la portata alla sezione di chiusura:

$$Q_{Precipitazione} = \int_0^t P_{Netta\ Tot}(\tau) \cdot u(t - \tau) d\tau$$

Dove la funzione di risposta all'impulso è funzione dei parametri n e k secondo la seguente definizione:

$$u(t) = \left(\frac{t}{k} \right)^{n-1} \frac{e\left(\frac{-t}{k}\right)}{k\Gamma(n)}$$

I parametri n e k verranno definiti dalla fase di calibrazione, tuttavia essi agiscono sul tempo e sul tipo di risposta del bacino alla sollecitazione meteorica. Tipicamente valori bassi di n significano schematizzare un bacino come un invaso lineare, mentre la costante k è l'inverso del ritardo con il quale la precipitazione giunge alla sezione di chiusura.

In questo modo si è definito il contributo al deflusso idrico derivante dalla precipitazione meteorica. A questo punto viene definita l'altra componente fondamentale del deflusso che caratterizza un bacino dominato dalla presenza di una copertura glaciale importante.

3.1.8 DEFLUSSO DA FUSIONE GLACIALE

Nel caso in cui il bacino idrografico abbia al suo interno un'elevata superficie coperta da ghiacciai perenni, è di fondamentale importanza avere a disposizione la mappatura degli stessi, poiché contribuiscono in modo sostanziale al deflusso idrico, soprattutto nella stagione di fusione.

Nella *Figura 3-VII* si riporta la mappatura della superficie ghiacciata sovrapposta al modello digitale del terreno per il bacino idrografico chiuso alla sezione di Macugnaga Pecetto:

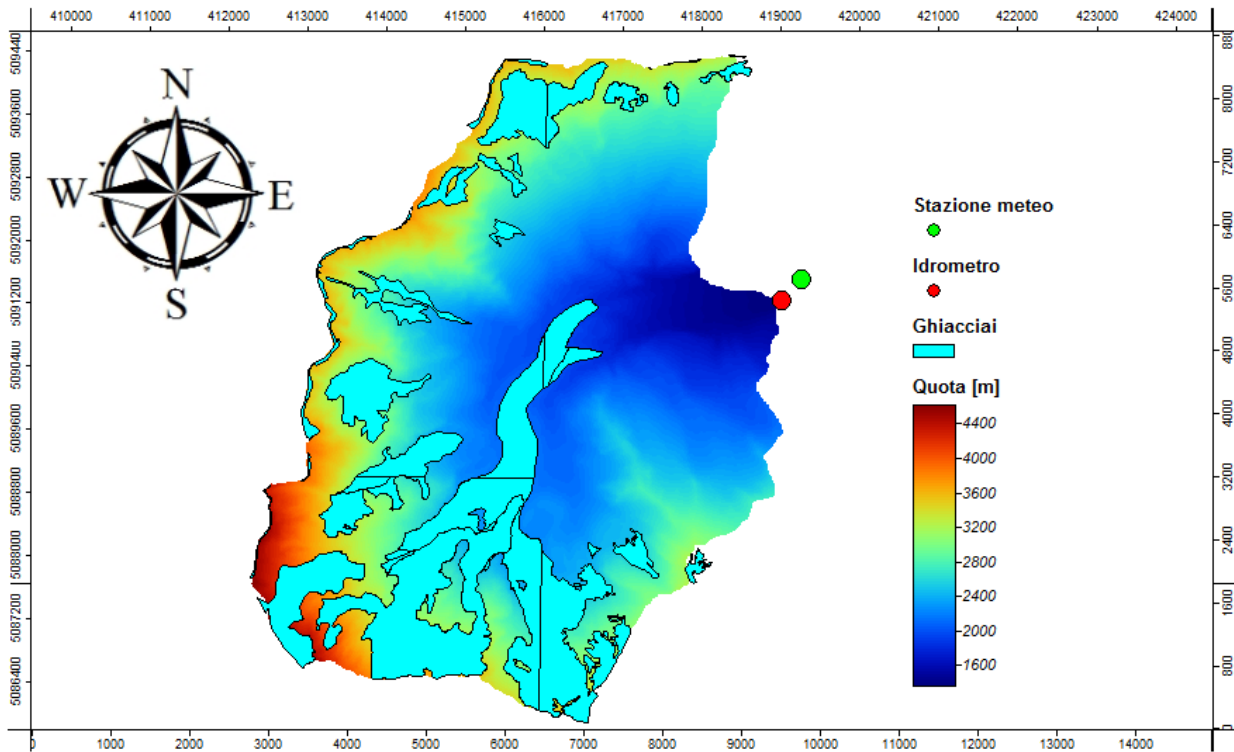


Figura 3-VII. Area coperta da ghiacciai per il bacino di Macugnaga Pecetto. (Comitato glaciologico italiano).

Per tenere conto del contributo idrico derivante dalla fusione del ghiaccio, analogamente a quanto fatto per la fusione nivale, si utilizza un approccio basato sul *degree day*, definendo un *degree day factor* differente da quello utilizzato per la neve.

In particolare si utilizza l'approccio utilizzato da *Braun et al. (1993)* nel modello *HBV3-ETH* che introduce un coefficiente moltiplicativo per legare il *degree day* della neve a quello del ghiaccio:

$$ICE_{sciolto\ i,j} \left[\frac{mm}{giorno} \right] = \beta \cdot M_{Snow\ i,j} \cdot (T_{a\ i,j} - T_0)$$

Nella formula soprastante β è un parametro moltiplicativo maggiore dell'unità per tenere in considerazione il minor albedo del ghiaccio rispetto alla neve e un conseguente tasso di ablazione maggiore, a parità di temperatura. Il ghiacciaio è schematizzato come un serbatoio a capacità infinita, tuttavia il suo contributo è pesato per l'area ghiacciata, che viene descritta dalla curva ipsografica stessa del ghiacciaio ricavata dalla mappatura effettuata dal Comitato Glaciologico Italiano, incrociata con il modello digitale del terreno.

Per tenere conto del quantitativo idrico di fusione glaciale, che come è noto è funzione della temperatura, la quale varia al variare della quota, la superficie ghiacciata è suddivisa in fasce altimetriche equidistanziate di 200 m, ognuna delle quali è individuata da una sua quota media e, quindi, da una sua temperatura in funzione del *temperature lapse rate*.

Nella *Figura 3-VIII* si riporta un esempio di curva ipsografica di un ghiacciaio con la suddivisione in fasce altimetriche:

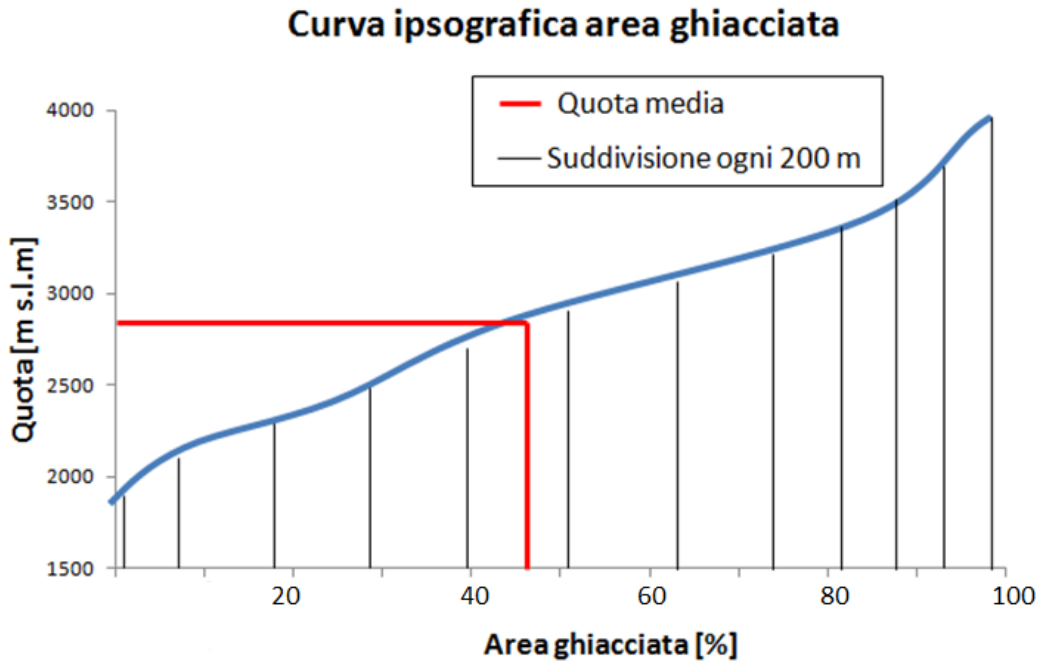


Figura 3-VIII. Ipotetico andamento dell'area ghiacciata al variare della quota.

Per determinare il quantitativo idrico totale da fusione glaciale, analogamente a quanto fatto per la precipitazione, occorre sommare il singolo contributo dell'area *j-esima*, posta alla quota *j-esima*, e pesarlo per l'area occupata dal ghiaccio relativa alla medesima fascia altimetrica:

$$F_{Ice\ i} \left[\frac{m^3}{giorno} \right] = \sum_{j=1}^{n^{\circ} fasce} ICE_{Sciolto\ i,j} \cdot A_{ghiacciata\ j} \cdot 10^{-3}$$

Solitamente il deflusso idrico da fusione segue dei percorsi interni al ghiacciaio stesso ed è soggetto ad una dinamica più lenta, per questo il ghiacciaio viene schematizzato come un invaso lineare, con legame fra volume idrico stoccato e portata defluente descritto dalla costante di invaso k_{ice} che costituisce un parametro di calibrazione.

Come per il modello di Nash, anche per quello dell'invaso lineare è nota a priori la funzione di risposta all'impulso pertanto, mediante l'integrale di coinvoluzione, è possibile calcolare con risoluzione giornaliera la portata idrica derivante dalla fusione del ghiaccio:

$$Q_{Ice} \left[\frac{m^3}{giorno} \right] = \int_0^t F_{Ice}(\tau) \cdot u(t - \tau) d\tau$$

Dove la funzione $u(t)$ nel caso di invaso lineare ha la seguente forma:

$$u(t) = \frac{1}{k_{ice}} e^{\left(-\frac{t}{k_{ice}}\right)}$$

3.1.9 DEFLUSSO DI BASE

Il metodo dell'SCS-CN permette di separare il contributo liquido, che si trasforma direttamente in deflusso, e quello che si infila, il quale transiterà alla sezione di chiusura con un percorso generalmente più lento a seconda delle caratteristiche del sottosuolo.

Il quantitativo idrico che si infila è funzione delle caratteristiche di assorbimento del terreno superficiale, della presenza della vegetazione o di masse glaciali, mentre il timing è influenzato dalle caratteristiche del sottosuolo e dall'eventuale presenza di vie di scorrimento preferenziali, come ad esempio i condotti carsici.

Tenere conto di questa componente all'interno del ciclo idrologico è fondamentale nel caso si osservi la presenza di una portata non nulla nei mesi invernali, tipicamente caratterizzati da una fusione glaciale e nivale pressoché nulla e da precipitazioni generalmente a carattere nevoso.

Il modo più semplice per modellare questo apporto idrico è quello di immagazzinarlo in un invaso lineare, che lo restituirà alla sezione di chiusura con un certo ritardo, funzione della costante di invaso stessa.

In analogia a quanto esposto nel paragrafo precedente per il deflusso idrico da fusione nivale, la funzione di risposta all'impulso è un esponenziale decrescente e la portata viene calcolata dall'integrale di coinvoluzione secondo la formula:

$$Q_{Base} \left[\frac{m^3}{giorno} \right] = \int_0^t I(\tau) \cdot u(t - \tau) d\tau$$

Dove $I(\tau)$ è il contributo distribuito sull'area del bacino, ricavato come differenza tra la precipitazione lorda e la precipitazione netta calcolata mediante il metodo dell'SCS-CN:

$$I_i \left[\frac{m^3}{giorno} \right] = (P_{Lorda,i} - P_{Netta,i}) \cdot 10^{-3} \cdot A_{TOT}$$

Sfruttando il principio di sovrapponibilità degli effetti, valido nel caso di sistemi lineari, la portata alla sezione di chiusura al giorno i -esimo è calcolata dalla somma fra il contributo derivante dalla pioggia depurata dalle perdite per infiltrazione e dall'evapotraspirazione, il contributo derivante dalla fusione del ghiaccio e quello che descrive il flusso nel sottosuolo:

$$Q_i \left[\frac{m^3}{giorno} \right] = Q_{Precipitazione,i} + Q_{Ice,i} + Q_{Base,i}$$

3.1.10 BILANCIO DI MASSA DEL GHIACCIAIO

La struttura del modello presentata finora calcola il deflusso idrico alla sezione di chiusura nell'ipotesi che la porzione di bacino idrografico coperta da ghiacciai si mantenga costante, cioè considerando una condizione di equilibrio in termini di volume idrico immagazzinato nelle calotte glaciali.

Al fine di valutare la perdita di massa osservata negli ultimi decenni sui ghiacciai, si è cercato di inserire all'interno del modello un modulo apposito che consenta di aggiornare l'estensione della superficie ghiacciata in funzione del bilancio di massa annuale del ghiacciaio stesso, governato dall'accumulo nevoso e dall'ablazione stagionali.

In particolare, la variazione volumetrica causata dalla fusione giornaliera riferita al giorno i e alla quota j -esima sarà definita come:

$$dV_{Ice\ i,j} \left[\frac{m^3}{giorno} \right] = -M_{Ice,i} \cdot (T_{i,j} - T_{soglia}) \cdot A_{ghiac\ i,j}$$

Dove:

- Per quanto riguarda il *degree day* del ghiaccio esso varia a livello giornaliero con andamento sinusoidale secondo la formula:

$$M_{Ice\ i} = \beta \cdot \left(\frac{M_{Snow\ max} + M_{Snow\ min}}{2} \right) + \sin \left(\frac{giorno\ i \cdot \pi}{366} \right) \cdot \left(\frac{M_{Snow\ max} - M_{Snow\ min}}{2} \right)$$

- $T_{i,j}$: è la temperatura riferita al giorno i -esimo e alla quota j -esima come definito nel paragrafo 3.1.2;

Pertanto la perdita annua volumetrica, valutata all'anno k -esimo sarà pari a:

$$dV_{Ice\ k,j} \left[\frac{m^3}{anno} \right] = \left[\sum_{i=1}^{365} -M_{Ice,i} \cdot (T_{i,j} - T_{soglia}) \right] \cdot A_{ghiac\ k-1,j}$$

Ad esso va aggiunto l'eventuale accumulo nevoso che può ricoprire il ghiaccio alla fine della stagione di ablazione, pertanto ad ogni fascia altimetrica verrà calcolato il bilancio dell'equivalente idrico nivale come differenza tra l'accumulo nevoso alla fine della stagione di ablazione e quello all'inizio della stessa.

$$dV_{Snow\ k,j} \left[\frac{m^3}{anno} \right] = (SWE_{Fin} - SWE_{Ini}) \cdot A_{ghiac\ k-1,j}$$

Dove:

- SWE_{Fin} rappresenta l'accumulo nevoso residuo alla fine della stagione di ablazione;
- SWE_{Ini} rappresenta l'accumulo nevoso al termine della stagione di accumulo;

Lo SWE al generico giorno i è frutto del bilancio fra neve accumulata, fusione nivale ed eventuale precipitazione solida secondo la definizione:

$$SWE_i[m] = P_{Snow,i} + SWE_{i-1} - M_{Snow,i} \cdot (T_{i,j} - T_{soglia})$$

Nella formula:

- $M_{Snow,i}$ rappresenta il *degree day* della neve, come descritto nel paragrafo 3.1.5;
- $P_{Snow,i}$ è la precipitazione al generico giorno i basata sulla partizione solido liquida della precipitazione;
- SWE_{i-1} rappresenta l'accumulo nevoso, in termini di equivalente idrico, riferito al giorno precedente;

Il valore di fusione al giorno i non può superare l'accumulo nevoso al passo precedente.

L'accumulo nevoso stagionale residuo si ipotizza che si trasformi in ghiaccio alla fine della stagione di ablazione. Pertanto la variazione annua del volume di ghiaccio alla generica fascia altimetrica j , all'anno k , è calcolato tramite il bilancio dell'equivalente idrico nivale e del volume di ghiaccio perso a causa dell'ablazione, come specificato nell'espressione:

$$dV_{k,j} \left[\frac{m^3}{anno} \right] = dV_{Snow\ k,j} + dV_{Ice\ k,j}$$

Sfruttando la relazione allometrica che lega l'area al volume del ghiaccio secondo la definizione:

$$V = \alpha \cdot A^\gamma$$

La relazione che lega la variazione volumetrica a quella areale sarà pari a:

$$\frac{dV}{V} = \frac{\alpha \cdot \gamma \cdot A^{\gamma-1} \cdot dA}{\alpha \cdot A^\gamma} = \gamma \frac{dA}{A}$$

Pertanto la variazione areale annua può essere calcolata come:

$$dA_{k,j} \left[\frac{m^2}{anno} \right] = \frac{dV_{k,j}}{V_{k-1,j}} \cdot A_{k-1,j} \cdot \frac{1}{\gamma}$$

In definitiva si può aggiornare il valore dell'area ghiacciata, tramite la variazione areale appena calcolata, secondo la definizione:

$$A_{k,j}[m^2] = A_{k-1,j} + dA_{k,j}$$

Stessa cosa si può dire per il volume:

$$V_{k,j}[m^3] = V_{k-1,j} + dV_{k,j}$$

Il volume totale invece, valutato al generico anno k , sarà ottenuto sommando il volume di ghiaccio restante per ognuna delle fasce altimetriche:

$$V_{Tot\ k}[m^3] = \sum_{j=1}^{N^{\circ}\ fasce} V_{k,j}$$

In questo modo il modello è in grado di aggiornare l'estensione dell'area ghiacciata, anno per anno, e quindi di tenere in considerazione l'eventuale espansione o riduzione del volume che inevitabilmente incide sul maggiore o minore contributo derivante dalla fusione glaciale alla sezione di chiusura.

L'effetto del cambiamento dell'estensione del ghiaccio sul regime idrologico sarà valutato in dettaglio nel capitolo relativo allo scenario di riduzione del ghiacciaio presentato nel capitolo 7.5.

3.2 CALIBRAZIONE E VALIDAZIONE DEI PARAMETRI DEL MODELLO

Il modello concettuale simula i processi fisici che concorrono alla formazione del deflusso idrico in funzione di diversi parametri che devono essere adattati alle caratteristiche peculiari del bacino oggetto di studio.

In particolare la calibrazione verrà eseguita utilizzando due metodologie diversi:

- Il *degree day* della neve e il *temperature lapse rate* verranno stimati mediante misure al suolo. In particolare il *degree day* verrà stimato come quel valore che riesce a riprodurre correttamente la decrescita dell'equivalente idrico nivale nella fase di fusione a partire da misure di temperatura e altezza di neve al suolo. Il *temperature lapse rate* invece, distinto a seconda del tasso di precipitazione giornaliero, verrà calibrato cercando di riprodurre la diminuzione della temperatura osservata a due quote altimetriche differenti. Tali parametri, calibrati su dati puntuali, verranno ritenuti rappresentativi dell'interno bacino e mantenuti costanti nelle successive fasi;
- I seguenti parametri invece, verranno calibrati mediante una procedura più classica che consiste nel cercare il valore ottimale dei parametri che riescano a simulare nel miglior modo possibile l'apporto idrico alla sezione di chiusura del bacino:
 - β è il coefficiente moltiplicatore che lega il *degree day* della neve a quello del ghiaccio;
 - i parametri n e k del modello di Nash, che descrivono il deflusso idrico generato dalla precipitazione;
 - la costante di invaso k_{ice} dell'area ghiacciata, che definisce la funzione di risposta all'impulso;
 - la costante di invaso k_{base} che caratterizza il flusso idrico nel sottosuolo;

La calibrazione avverrà in due fasi poichè il modello sarà utilizzato per la stima della portata in due sezioni di chiusura, una immediatamente a valle del ghiacciaio del Belvedere, a quota 1360 m in corrispondenza della stazione idrometrica di Macugnaga Pecetto, mentre la seconda verrà posizionata in corrispondenza della diga di Ceppo Morelli.

La procedura di calibrazione è basata sulla scelta di un intervallo di calibrazione, nel quale si confronta il valore di portata osservato alla sezione di chiusura con quello simulato dal modello in corrispondenza della stessa. All'interno dello stesso intervallo viene calcolata una grandezza statistica che descrive la capacità o meno del modello di riprodurre correttamente la grandezza osservata e, mediante una procedura di minimizzazione dell'errore, viene ricercata la combinazione di parametri ottimale.

Nel nostro caso l'indice statistico che viene minimizzato è l'RMSE (Radice dell'errore quadratico medio) che è definito come:

$$RMSE(\beta, n, k, k_{ice}, k_{base}) = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (Q_i \text{ osservata} - Q_i \text{ simulata})^2}$$

Dove n è il numero di giorni della finestra di calibrazione che, nel caso in esame, è fissata come lunghezza dell'anno idrologico dal 1 ottobre al 30 settembre dell'anno successivo.

La tecnica di minimizzazione utilizzata segue una “procedura per tentativi” poiché viene assegnato un range plausibile di variabilità del parametro e, dopo aver definito tutte le possibili combinazioni tra i 5 parametri, viene cercata quella che fornisce il valore minimo dell’RMSE.

L’RMSE non è l’unica grandezza statistica valutata, infatti vengono calcolati altri due indici, molto utilizzati nel campo dell’idrologia: l’indice di *Nash-Sutcliffe* e il coefficiente di *deviazione volumetrica annua*.

L’indice di Nash-Sutcliffe è definito come (*Nash and Sutcliffe 1970*):

$$NSE(\beta, n, k, k_{ice}, k_{base}) = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (Q_i \text{ osservata} - Q_i \text{ simulata})^2}{\sum_{i=1}^n (Q_i \text{ osservata} - \bar{Q} \text{ osservata})^2}$$

Questo indice è significativo poiché è definito dal rapporto tra lo scarto al quadrato tra la portata osservata e quella simulata normalizzata per la varianza del campione osservato, cioè mostra se il modello è in grado di riprodurre meglio la portata osservata rispetto all’utilizzare il valor medio annuale della portata stessa.

Un valore di NSE negativo indica che il valor medio della portata osservata è un predittore migliore rispetto al modello implementato, mentre un valore prossimo all’unità, attesta una minore differenza quadratica tra la variabile osservata e quella simulata rispetto alla differenza tra i dati osservati e la loro media.

Lo svantaggio nell’utilizzare questo indice per valutare la bontà del modello consiste nella normalizzazione rispetto alla varianza osservata, poiché essa produce dei valori di NSE sovrastimati nei bacini idrografici caratterizzati da una dinamica rapida e da picchi di portata elevati, mentre ne fornisce una sottostima durante periodi di magra.

Per evitare un’eccessiva sovrastima o sottostima del volume idrico annuo, viene calcolato anche il coefficiente di deviazione volumetrico, definito da *Martinec e Rango* come:

$$D_V[\%] = \frac{V_R - V'_R}{V_R} \cdot 100$$

Esso rappresenta la deviazione volumetrica percentuale tra il volume annuo osservato e quello simulato.

Pertanto la scelta dei parametri che poi verranno mantenuti costanti nella fase di validazione del modello è basata sia sulla minimizzazione dell’RMSE annuo, che secondariamente sulla minimizzazione della deviazione volumetrica annua. Nel singolo anno di calibrazione la procedura verrà eseguita sulla base della minimizzazione dell’RMSE mentre nella fase di validazione si concentrerà l’attenzione prevalentemente sulla deviazione volumetrica sull’intero periodo di dati a disposizione.

Questo perchè l’obiettivo è quello di riprodurre nel miglior modo possibile il volume idrico annuo disponibile alla sezione di chiusura, poiché da esso dipende la produzione di energia idroelettrica annua.

Dopo aver calibrato i parametri sulla base di un anno idrologico di riferimento, essi verranno mantenuti costanti e utilizzati in fase di validazione nei restanti anni di osservazione per verificare che il modello sia in grado di riprodurre bene la grandezza di riferimento anche al di fuori dell’intervallo di calibrazione.

3.3 SINTESI DELLE EQUAZIONI UTILIZZATE NEL MODELLO

Il pedice i si riferisce all' i -esimo giorno, il pedice j riguarda la j -esima quota media del sottobacino, mentre il pedice k individua il k -esimo anno idrologico.

TEMPERATURE LAPSE RATE	$T_{i,j} [^{\circ}\text{C}] = T_{Rif\ i} - TLR \cdot (\bar{h}_j - h_{Rif})$ $TLR \left[\frac{^{\circ}\text{C}}{100\ \text{m}} \right] = \begin{cases} TLR_{Umido} & \text{se } P_i > P_{soglia} \\ TLR_{Secco} & \text{se } P_i < P_{soglia} \end{cases}$
PARTIZIONE SOLIDO/LIQUIDA	$Precipitazione_{i,j} \left[\frac{\text{mm}}{\text{giorno}} \right] = \begin{cases} P_{Liq\ i,j} & \text{se } T_{i,j} \geq T_{SOGLIA} \\ P_{Snow\ i,j} & \text{se } T_{i,j} < T_{SOGLIA} \end{cases}$
EVAPOTRASPIRAZIONE	$ETP_{Pot\ mensile\ j} \left[\frac{\text{mm}}{\text{mese}} \right] = 16.2 \cdot b_z \cdot \left(10 \cdot \frac{\bar{T}_z}{I_j} \right)^{a_j}$ $I_j = \max \left[\sum_{z=1}^k \left(\frac{\bar{T}_{LPz,j}}{5} \right)^{1.514} ; 5 \right]$ $a_j = 0.016 \cdot I_j + 0.05$ $ETP_{Pot\ i,j} \left[\frac{\text{mm}}{\text{giorno}} \right] = \frac{ETP_{Pot\ mensile\ j}}{\sum_{i=1}^{30} N_{T_{i,j} > 0^{\circ}\text{C}}}$ $ETP_{Eff,i,j} \left[\frac{\text{mm}}{\text{giorno}} \right] = \min \begin{cases} ETP_{Pot\ i,j} \\ P_{Liq\ i,j} \end{cases}$
FUSIONE NIVALE	$F_{Snow\ Pot\ i,j} \left[\frac{\text{mm}}{\text{giorno}} \right] = M_{Snow\ i} \cdot (T_{a\ i,j} - T_0)$ $M_{Snow\ i} = \left(\frac{M_{Snow\ max} + M_{Snow\ min}}{2} \right) + \sin \left(\frac{\text{giorno } i \cdot \pi}{366} \right) \cdot \left(\frac{M_{Snow\ max} - M_{Snow\ min}}{2} \right)$ $F_{Snow\ Eff\ i,j} \left[\frac{\text{mm}}{\text{giorno}} \right] = \min \begin{cases} F_{Snow\ Pot\ i,j} \\ SWE_{i-1,j} \end{cases}$ $SWE_{i,j} \left[\frac{\text{mm}}{\text{giorno}} \right] = SWE_{i-1,j} - F_{Snow\ Eff\ i,j} + P_{Snow\ i,j}$

PRECIPITAZIONE NETTA	$P_{Lorda,i} \left[\frac{mm}{giorno} \right] = \sum_{j=1}^{n \text{ sottobacini}} (P_{Liq\ i,j} + F_{Snow\ Eff\ i,j} - ETP_{eff\ i,j}) \cdot \frac{A_j}{A_{TOT}}$ $P_{Netta,i} \left[\frac{mm}{giorno} \right] = \frac{(P_{Lorda,i} - I_a)^2}{(P_{Lorda,i} - I_a + S)}$ $S \left[\frac{mm}{giorno} \right] = 254 \cdot \left(\frac{100}{CN} - 1 \right)$ $P_{Netta\ Tot,i} \left[\frac{m^3}{giorno} \right] = P_{Netta,i} \cdot 10^{-3} \cdot A_{TOT}$
RUNOFF	$Q_{Precipitazione} \left[\frac{m^3}{giorno} \right] = \int_0^t P_{Netta\ Tot}(\tau) \cdot u(t - \tau) d\tau$ $u(t) = \left(\frac{t}{k} \right)^{n-1} \frac{e\left(-\frac{t}{k}\right)}{k\Gamma(n)}$
DEFUSSO DA FUSIONE GLACIALE	$ICE_{sciolto\ i,j} \left[\frac{mm}{giorno} \right] = \beta \cdot M_{Snow\ i} \cdot (T_{a\ i,j} - T_0)$ $F_{Ice,i} \left[\frac{m^3}{giorno} \right] = \sum_{j=1}^{n^\circ \text{ fasce}} ICE_{sciolto\ i,j} \cdot A_{ghiacciata\ j} \cdot 10^{-3}$ $Q_{Ice} \left[\frac{m^3}{giorno} \right] = \int_0^t F_{Ice,i}(\tau) \cdot u(t - \tau) d\tau$ $u(t) = \frac{1}{k_{Ice}} e\left(-\frac{t}{k_{Ice}}\right)$
DEFUSSO DI BASE	$I_i \left[\frac{m^3}{giorno} \right] = (P_{Lorda,i} - P_{Netta,i}) \cdot 10^{-3} \cdot A_{TOT}$ $Q_{Base} \left[\frac{m^3}{giorno} \right] = \int_0^t I(\tau) \cdot u(t - \tau) d\tau$
PORTATA	$Q_i \left[\frac{m^3}{giorno} \right] = Q_{Precipitazione,i} + Q_{Ice,i} + Q_{Base,i}$

BILANCIO DI MASSA DEL GHIACCIAIO	$dV_{Ice\ i,j} \left[\frac{m^3}{giorno} \right] = -M_{Ice,i} \cdot (T_{i,j} - T_{soglia}) \cdot A_{ghiac\ i,j}$ $M_{Ice\ i} = \beta \cdot \left(\frac{M_{Snow\ max} + M_{Snow\ min}}{2} \right) + \sin \left(\frac{giorno\ i \cdot \pi}{366} \right) \cdot \left(\frac{M_{Snow\ max} - M_{Snow\ min}}{2} \right)$ $dV_{Ice\ k,j} \left[\frac{m^3}{anno} \right] = \left[\sum_{i=1}^{365} -M_{Ice,i} \cdot (T_{i,j} - T_{soglia}) \right] \cdot A_{ghiac\ k-1,j}$ $dV_{Snow\ k,j} \left[\frac{m^3}{anno} \right] = (SWE_{Fin} - SWE_{Ini}) \cdot A_{ghiac\ k-1,j}$ $dV_{k,j} \left[\frac{m^3}{anno} \right] = dV_{Snow\ k,j} + dV_{Ice\ k,j}$ $dA_{k,j} \left[\frac{m^2}{anno} \right] = \frac{dV_{k,j}}{V_{k-1,j}} \cdot A_{k-1,j} \cdot \frac{1}{\gamma}$ $A_{k,j} [m^2] = A_{k-1,j} + dA_{k,j}$ $V_{k,j} [m^3] = V_{k-1,j} + dV_{k,j}$ $V_{Tot\ k} [m^3] = \sum_{j=1}^{N^{\circ}\ fasce} V_{k,j}$
---	--

Tabella 3-IV. Equazioni utilizzate nel modello.

4. APPLICAZIONE DEL MODELLO CONCETTUALE

4.1 BACINO DI PECETTO

In prima analisi verrà presa in considerazione la parte alta del bacino idrografico del torrente Anza, ponendo la sezione di chiusura immediatamente a valle della lingua del ghiacciaio del Belvedere, poiché in questa zona il bacino presenta un'altimetria fortemente variabile e una superficie ghiacciata perenne di grande entità. L'obiettivo è quello di capire se il modello concettuale è in grado di simulare con sufficiente accuratezza i principali processi fisici in atto nel bacino che influenzano il deflusso idrico del torrente Anza, per poi passare alla fase di calibrazione e validazione nella sezione di chiusura posta all'invaso di Ceppo Morelli.

Come descritto nella sezione introduttiva relativa ai dati disponibili, il bacino risulta scarsamente monitorato, in particolare le uniche misure di portata fornite da Arpa Piemonte riguardano la sezione di Macugnaga Pecetto, con un intervallo di osservazione di 7 anni dal 2003 al 2009. Come grandezze climatiche in input al modello vengono utilizzate la temperatura media giornaliera e la precipitazione dalle 9.00-9.00, rilevate alla stazione meteorologica di Macugnaga Pecetto, posta a circa un kilometro dall'idrometro citato poc'anzi. Nella *Figura 4-I* si riporta l'ubicazione delle due stazioni citate:

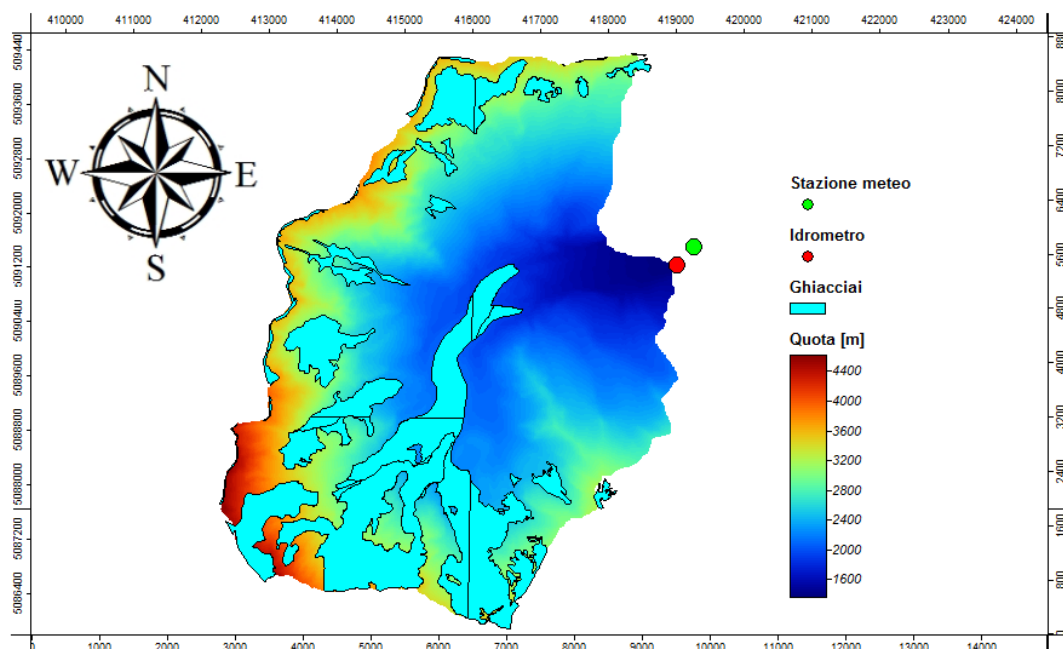


Figura 4-I. Bacino idrografico con sezione di chiusura posta a Macugnaga Pecetto.

L'altra caratteristica peculiare del bacino idrografico è la distribuzione altimetrica dell'area, rappresentata in modo efficace dalla curva ipsografica.

In questo caso il bacino è stato suddiviso in 12 sottobacini, aventi area pressoché uniforme alle altitudini più moderate, mentre un andamento più brusco nella parte alta suggerisce di introdurre una discretizzazione più fitta per rispettare il range massimo di 500 m suggerito in letteratura. (B. Schaepli, et al 2005)

Nella Figura 4-II si riporta la curva sopraccitata, dalla quale si può notare immediatamente l'elevata escursione altimetrica del bacino:

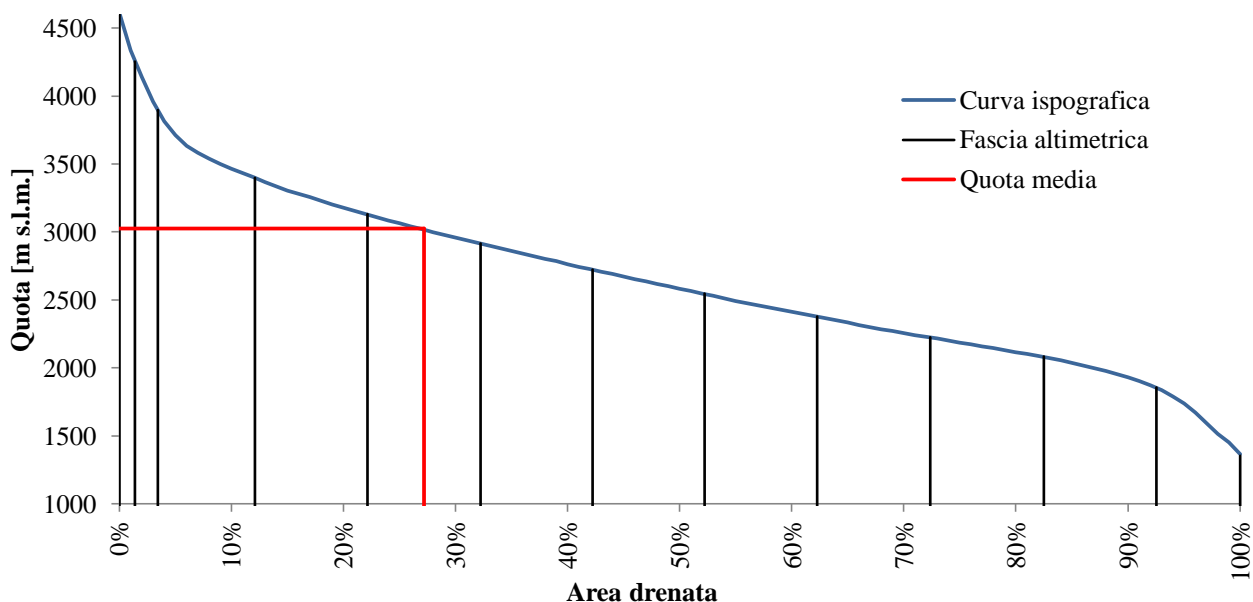


Figura 4-II. Curva ipsografica del bacino idrografico chiuso in località Macugnaga Pecetto.

Di primaria importanza, risulta essere la ripartizione dell'area coperta da ghiacciai al variare della quota, ottenuta sovrapponendo lo shape file relativo all'area ghiacciata con il modello digitale del terreno. Calcolando la ripartizione dell'area ghiacciata relativa a fasce altimetriche equispaziate di 200 m si ottiene il seguente andamento:

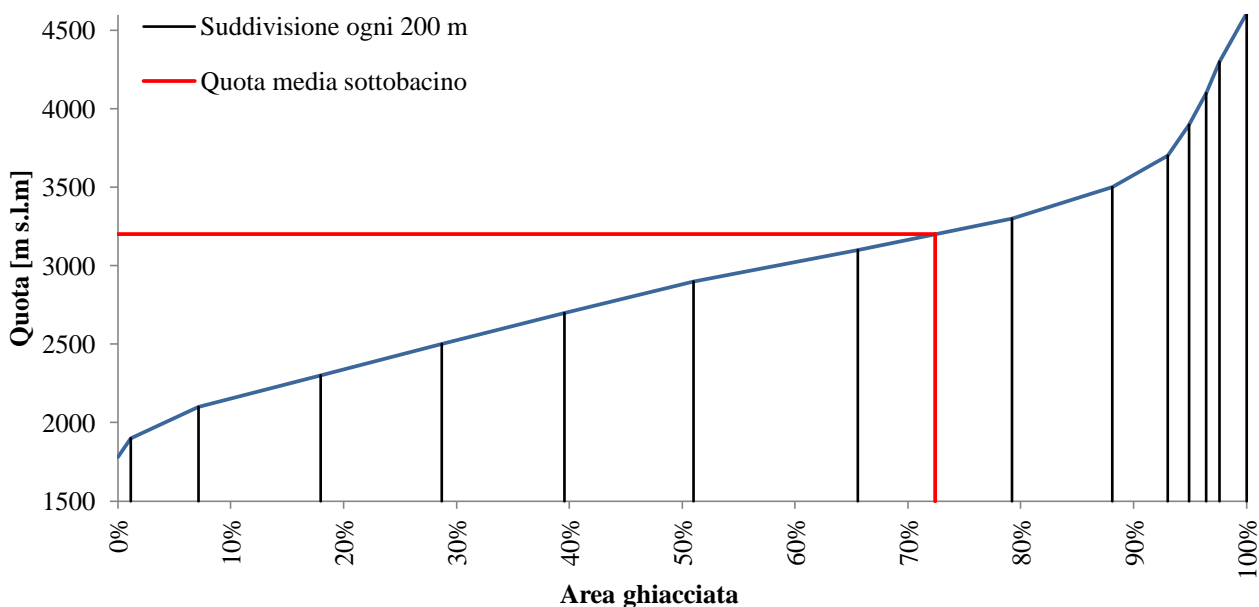


Figura 4-III. Area coperta da ghiacciai nel bacino avente sezione di chiusura posta a Macugnaga Pecetto.

Dopo aver definito l'andamento altimetrico del bacino, nella *Tabella 4-I* si riportano gli altri parametri significativi necessari per valutare la portata alla sezione di chiusura:

CARATTERISTICHE BACINO PECETTO	
Area drenata [Km^2]	37.95
Area ghiacciata [%]	25.64
Quota minima e massima [m s.l.m.]	1354-4610
Quota media [m]	2650.99
Numero di sottobacini	12
Lunghezza asta principale [Km]	8.50
Tempo corrivazione [ore]	1.30
Pendenza media [°]	34.94
TLR_{Umido} [°C/100 m]	-0.40
TLR_{Secco} [°C/100 m]	-0.58
P_{soglia} [mm]	2
Tipo idrologico suolo	C
Uso del suolo prevalente	Zone aperte con vegetazione rada o assente
CN II	85
c (Ia)	0

Tabella 4-I. Principali caratteristiche del bacino chiuso a Macugnaga Pecetto.

Nella discussione della parte del modello relativa all'andamento della temperatura al variare della quota, si era introdotto il concetto di *temperature lapse rate* variabile in funzione di una soglia di precipitazione; si riportano ora le motivazioni che giustificano il valore utilizzato nella simulazione, mentre la sua quantificazione è descritta in *Tabella 4-I*.

Come citato nel paragrafo relativo alle caratteristiche climatiche dell'area in esame, il tasso di decrescita medio annuo della temperatura con la quota stimato sulla base dei dati rilevati dalle stazioni di Arpa Piemonte si attesta attorno a -0.55 °C/100 m, tuttavia varia a seconda delle stagioni, in particolare esso è una media tra il valore di -0.35 °C/100 registrato in inverno e -0.65 °C/100 riferito alla stagione estiva.

Tale parametro è funzione della topografia e dell'esposizione del sito in esame, che incidono principalmente sul *temperature lapse rate* riferito alle temperature minime che nella stagione invernale può essere influenzato dal fenomeno di inversione termica. (Rolland 2002)

Tuttavia, nel caso in esame, verrà inserito il parametro relativo alla variabilità della temperatura media con la quota, utilizzando un valore di -0.58 °C/100 m come tasso di decrescita medio annuo in condizioni secche e -0.40 °C/100 m in condizioni umide. (Blandford et al. 2008)

La soglia di precipitazione per distinguere i giorni secchi da quelli umidi solitamente viene considerata maggiore di 1 mm, in maniera tale da evitare errori di classificazione dovuti alla risoluzione dello strumento di misura della precipitazione. In questo studio essa verrà calibrata confrontando i valori di temperatura osservati a Passo del Moro con quelli stimati a partire dalla stazione di Macugnaga Pecetto.

La temperatura stimata a Passo del Moro, sarà calcolata come:

$$T_{Passo\ Moro,i} = T_{Pecetto,i} - TLR \cdot \Delta H$$

Dove:

- TLR è funzione della precipitazione al giorno i -esimo come definito nel paragrafo 3.1.2;
- ΔH è l'escursione altimetrica tra le due stazioni, pari a 1460 m;

Nella *Figura 4-IV* si riporta il confronto tra temperatura osservata e simulata a Passo del Moro:

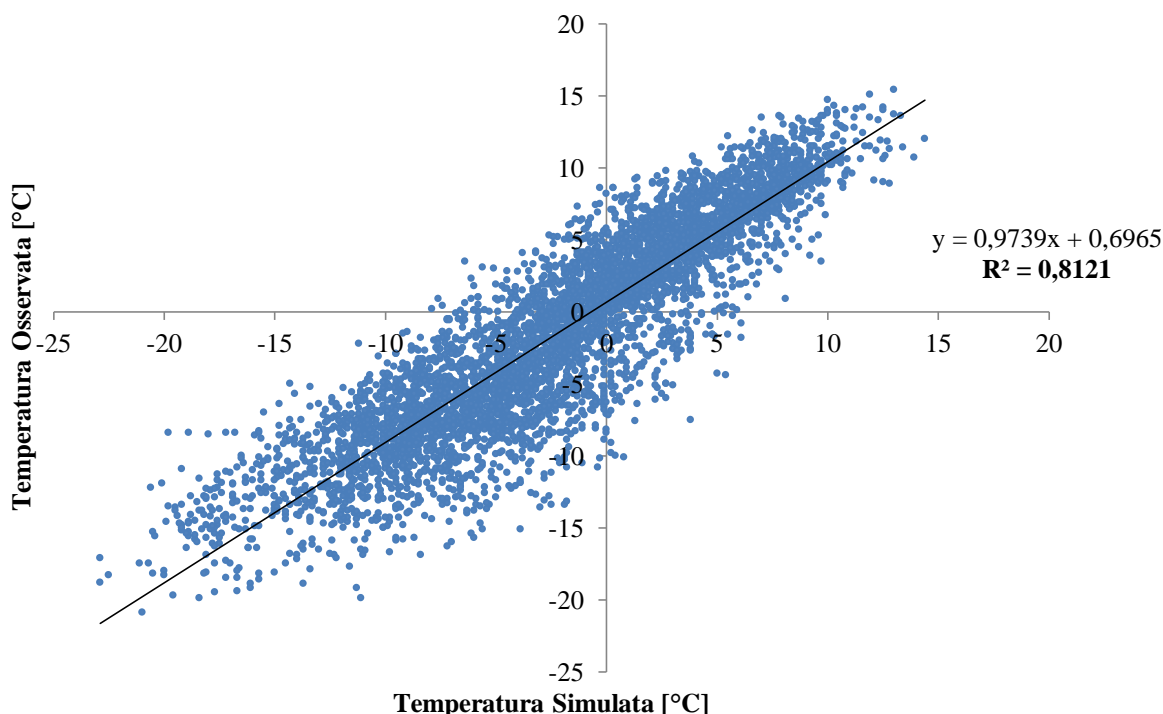


Figura 4-IV. Confronto tra temperatura osservata a Passo del Moro (2820m) e stimata a partire dalla temperatura misurata a Macugnaga Pecetto (1360 m).

Come dimostrato dal valore dell' R^2 e dal coefficiente angolare prossimo all'unità, utilizzando una soglia di precipitazione di 2 mm e i valori di -0.4 e -0.58 °C/100 m rispettivamente per condizioni umide e secche, si evidenzia una buona corrispondenza fra temperatura osservata e simulata.

Tuttavia si assiste ad una sottostima sistematica di 0.7°C, a causa di un'intercetta diversa da zero e una leggera sovrastima della temperatura al crescere della temperatura simulata. Il valore di 0.58 è stato estrapolato da uno studio approfondito su 30 anni di osservazioni nel Nord Ovest d'Italia, ed è pari al valore massimo per le temperature medie nella stagione estiva, mentre il valore di 0.4 è il gradiente adiabatico umido tipicamente usato in meteorologia, coincidente con il valore di decrescita più basso, caratteristico della stagione invernale. (Rolland 2002).

Altri parametri di primaria importanza, riportati in *Tabella 4-I*, che meritano un'attenzione particolare, sono quelli che descrivono l'assorbimento medio del bacino:

- il valore elevato del *curve number* mostra come il bacino sia caratterizzato da litologie impermeabili di modesto spessore oltre che dall'essere coperto da una notevole superficie ghiacciata;

- sulla base della pubblicazione “*La valutazione della risposta idrologica del terreno nel bacino padano*”, per il bacino chiuso alla sezione di Ceppo Morelli, nel calcolo del deflusso idrico si suggerisce di azzerare il contributo derivante dalle perdite iniziali, data l’assenza di vegetazione e di un modesto spessore di terreno in grado di drenare l’acqua.

Da questi due fattori si capisce come il bacino possa considerarsi vicino alle condizioni di impermeabilità, con una dinamica fortemente legata ai picchi di precipitazione.

Un’ultima considerazione riguarda il fatto di considerare come unico input distribuito uniformemente su tutto il bacino in esame il valore di precipitazione osservato dal pluviometro in corrispondenza della stazione meteorologica di Macugnaga Pecetto, posta nelle vicinanze dell’idrometro che rappresenta la sezione di chiusura.

I motivi che spingono ad utilizzare solamente questo dato in input sono:

- quella di Macugnaga Pecetto è l’unica stazione di misura appartenente al bacino idrografico che permette di avere il dato di precipitazione in un periodo sovrapposto alla misura di portata; infatti l’altra stazione posizionata all’interno del bacino all’altezza del rifugio Zamboni è stata installata solamente nel 2008.
- In alcuni modelli viene suggerito di utilizzare un trend di aumento della precipitazione con la quota del 3-4% ogni 100 m per tenere conto dell’effetto orografico causato dalla presenza di versanti particolarmente acclivi che favoriscono la formazione delle precipitazioni (*De Walle & Rango 2008*). Nel caso in esame si è preferito non considerare un incremento del valore di precipitazione, come certificato da uno studio condotto sul regime pluviometrico piemontese dal Politecnico di Torino. (*Bartolini et al. 2008*). L’unica alternativa sarebbe quella di stimare questo tasso di incremento a partire dalle stazioni meteorologiche disponibili, tuttavia ciò non può essere effettuato a causa dell’assenza a quote elevate di strumenti di misura della precipitazione.

4.2 CORREZIONE DEL DATO PLUVIOMETRICO IN INPUT

In un bacino idrologico di alta montagna, in cui il deflusso idrico è fortemente dipendente dalla fusione nivale e glaciale è indispensabile quantificare in maniera corretta l’ammontare della precipitazione cercando di distinguere in maniera appropriata se essa sia in forma solida o liquida.

Spesso, specialmente in siti caratterizzati da forti raffiche di vento, o da particolari condizioni di esposizione, il pluviometro riscaldato, che converte in SWE la precipitazione solida, fornisce delle sottostime dal quantitativo idrico caduto sottoforma di neve. (*Larson and Peck, 1974*).

Tale sottostima è dovuta principalmente alle seguenti cause (*Avanzi et al. 2014*):

- Ubicazione del pluviometro in zone particolarmente ventose: la precipitazione nevosa risulta essere particolarmente volatile e sensibile ai vortici ventosi;
- Formazione di ghiaccio alla bocca del pluviometro tipico delle aree a quota elevata;

- Fluttuazioni nel valore di temperatura poiché la misura è condotta per mezzo di un trasduttore di pressione;
- Evaporazione dell'acqua accumulata nello strumento nell'intervallo di tempo tra la fine dell'evento di precipitazione e l'istante in cui viene effettuata la misura;
- Malfunzionamenti dello strumento: mancanza di energia elettrica legata al pannello solare (laddove non ci sia erogazione diretta), problemi meccanici nella bilancia del pluviometro;

In questi casi è necessario improntare una procedura di correzione del dato in input al modello idrologico, cioè stimare l'equivalente idrico di una nevicata direttamente dall'altezza di neve fresca misurata dal nivometro, convertendola in equivalente idrico mediante una stima della densità. Questa è solo una delle possibili alternative descritte in letteratura, tuttavia essa sembra essere l'unica strada percorribile vista la limitatezza dei dati a disposizione e considerata come una delle tecniche più utilizzate in ambienti alpini dove sono rari gli eventi misti.

La procedura per verificare la compatibilità del dato di SWE fornito dal pluviometro, raffrontato con la misura dell'altezza di neve fresca misurato dal nivometro nella stazione di Macugnaga Pecetto, è la seguente:

- Si selezionano tutti gli eventi nevosi come quelli caratterizzati da un'altezza di neve giornaliera superiore ai 2 centimetri;
- Si stima la densità di neve fresca, mediante una relazione calibrata proprio sul bacino Piemontese (Cugerone et al. 2012):

$$\rho_s \left[\frac{Kg}{m^3} \right] = a + bT_{med}$$

Dove a e b sono due costanti, mentre la densità della neve è funzione della sola temperatura media giornaliera in corrispondenza della quale si hanno a disposizione le altezze di neve fresca.

Tale relazione empirica è stata tarata sulla base delle misurazioni manuali effettuate al campo neve di Macugnaga, posto ad una quota di 1280 m, ad una distanza di circa 1.25 Km dalla più volte citata stazione meteorologica di Macugnaga Pecetto.

- Si calcola l'equivalente idrico nivale della nevicata come:

$$SWE_{stimato} = \Delta H \frac{\rho_s}{\rho_w} [mm]$$

- Si confronta tale valore con quello osservato per il medesimo giorno dal pluviometro: se il singolo valore, o la cumulata dell'equivalente idrico per evento, è simile a quella osservata il valore osservato si ritiene corretto, in caso contrario si procede a calcolare un ΔSWE evento per evento che verrà utilizzato per correggere la serie di SWE originale.
- Si definisce una nuova serie di eventi di precipitazione convertita in equivalente idrico nivale come somma di: $SWE_{corretto} = SWE_{iniziale} + \Delta SWE$.

L'approccio è basato sulla conservazione della massa del singolo evento nevoso tuttavia, a causa della sua semplicità, è poco utilizzato in letteratura se non in casi specifici di stima della fusione nivale come nello studio condotto da (Avanzi *et al.* 2014) con eccellenti risultati.

Il dato di altezza di neve viene preso come valore di riferimento poiché nel comune di Macugnaga è presente un campo neve manuale che permette di confrontare l'andamento dell'altezza di neve stagionale del sensore nivometrico di Pecetto, proprio con tale misura manuale.

Il confronto è significativo poiché i due siti si trovano ad una distanza di 1.25 Km con un dislivello di 80 metri, pertanto si può supporre che la precipitazione caduta al suolo sia la stessa. A conferma di ciò, per tutta la lunghezza delle serie di dati disponibili, si può riscontrare un buon accordo tra i dati provenienti dalle due stazioni.

Nella Figura 4-V si riporta il confronto tra i due tipi di misurazione per la stagione 2008/2009:

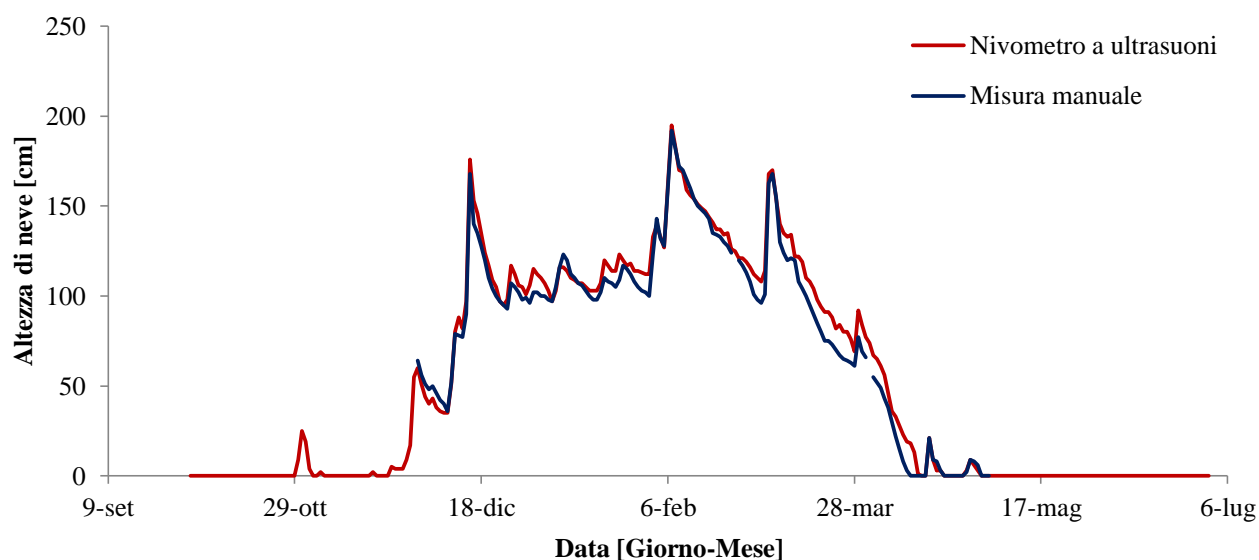


Figura 4-V. Confronto tra le altezze di neve al suolo misurate al campo di neve rispetto a quelle rilevate dal nivometro.

Si ritiene che la procedura dia degli ottimi risultati soprattutto per quanto riguarda gli eventi caratterizzati da una temperatura media giornaliera negativa; più delicata è la questione relativa agli eventi misti, poiché in alcuni casi il valore di equivalente idrico nivale misurato dal pluviometro riscaldato è superiore all'equivalente idrico nivale della nevicata. In questi casi non si è operato nessun tipo di correzione e si è ritenuta valida la stima del pluviometro. Questo accade tipicamente negli eventi autunnali o primaverili, dove si riscontrano importanti nevicite anche con temperature medie giornaliere di 5°C.

Questa procedura è ritenuta affidabile poiché è indipendente da una soglia di partizione solido/liquida della precipitazione e non è basata su nessun tipo di modello; l'unica approssimazione introdotta riguarda la stima della densità della neve mediante una relazione empirica in funzione della temperatura.

Nella Tabella 4-II si riporta stagione per stagione la sottostima di SWE: essa viene stimata calcolando la variazione percentuale del dato osservato dal pluviometro rispetto all'equivalente idrico nivale stimato convertendo l'altezza di neve mediante la densità della neve stessa:

ANNO IDROLOGICO	SOTTOSTIMA SWE
2000/2001	29%
2001/2002	32%
2002/2003	23%
2003/2004	13%
2004/2005	31%
2005/2006	30%
2006/2007	17%
2007/2008	60%
2008/2009	40%
2009/2010	38%
2010/2011	42%
2011/2012	43%
2012/2013	44%
2013/2014	35%

Tabella 4-II. Quantificazione della sottostima di SWE per gli eventi nevosi.

Come si può notare *Tabella 4-II* si osservano forti sottostime della precipitazione nevosa, soprattutto nella stagione 2007/2008; nella maggior parte dei casi la sottostima si attesta attorno al 30%, valore comune per le stazioni meteorologiche di alta montagna. Pertanto questa procedura si è rivelata fondamentale per una corretta stima del dato da fornire in input al modello idrologico per la stima della portata alla sezione di chiusura. In particolare la sottostima dell'accumulo nevoso durante la stagione invernale si traduce in una sottostima del volume idrico da fusione nivale tipico della stagione tardo primaverile ed estiva.

4.3 SOGLIA PER LA PARTIZIONE SOLIDO/LIQUIDA

Sulla base della nuova serie di SWE, si è cercato quel particolare valore di temperatura che distinguesse in maniera efficace se un evento di precipitazione dovesse essere classificato come liquido o solido, cercando la miglior corrispondenza tra l'altezza di neve cumulata osservata dal nivometro e quella simulata passando attraverso la stima della densità, tramite la relazione citata in precedenza.

Per ciascun anno idrologico nel quale si dispone della misura di portata alla sezione di chiusura di Macugnaga Pecetto si sono calcolate e poi visualizzate in un grafico le seguenti grandezze:

- Altezza di neve cumulata osservata dal nivometro;
- Altezza di neve cumulata calcolata a partire dal dato di equivalente idrico nivale corretto, dove l'altezza di neve fresca è calcolata mediante la formula:

$$H_{neve} = SWE \cdot \frac{\rho_w}{\rho_s};$$

- Altezza di neve osservata dal nivometro;

Per ogni anno idrologico si è cercato in maniera grafica quel valore della soglia di temperatura che minimizzasse lo scarto tra l'altezza di neve cumulata osservata e quella stimata a partire dall'equivalente idrico nivale corretto. Infatti questa procedura è resa necessaria dal fatto che alcuni eventi nevosi sono eventi misti in cui solo una parte dell'equivalente idrico è dovuto alla neve; in questi eventi di difficile interpretazione l'equivalente idrico nivale originale non è stato corretto. Nella *Figura 4-VI* si riporta la procedura di ricerca della soglia ottima di temperatura (anno idrologico 2010):

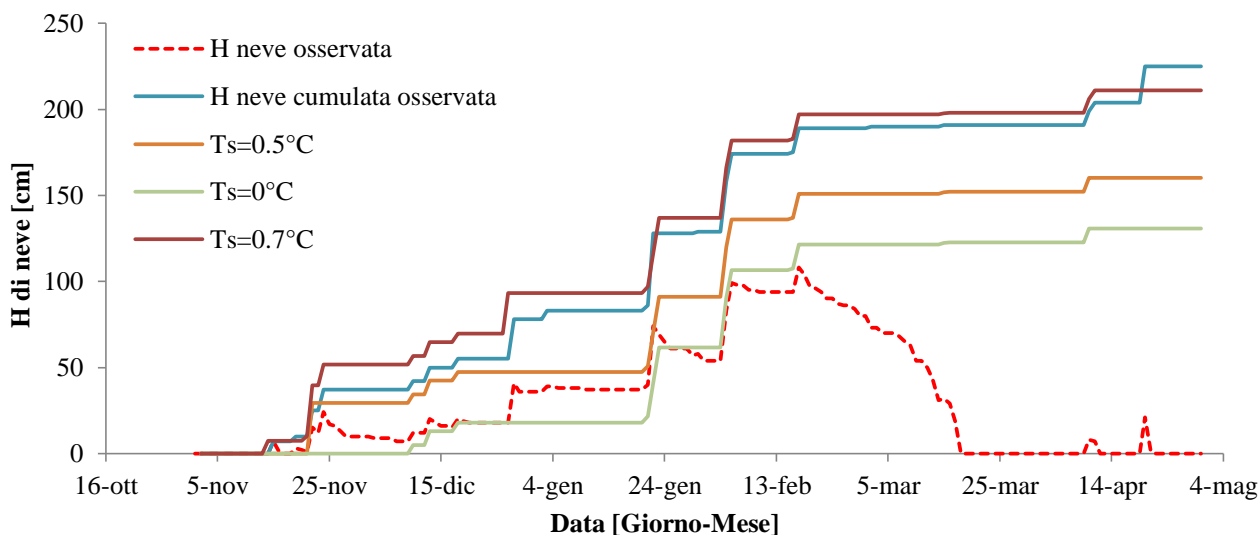


Figura 4-VI. Altezze di neve cumulate al variare della soglia di temperatura.

Tale procedura si è ripetuta per gli anni idrologici dal 2000 al 2014, riscontrando che il valore di soglia ottimale si mantiene pressoché costante lungo l'intero periodo preso in considerazione, attestandosi tra gli 0.5 e gli 0.8°C. In particolare, i valori ottimi anno per anno risultano essere:

ANNO IDROLOGICO	T_{SOGLIA} [°C]
2000/2001	0.5
2001/2002	0.6
2002/2003	0.5
2003/2004	0.5
2004/2005	0.5
2005/2006	0.6
2006/2007	0.5
2007/2008	0.7
2008/2009	0.5
2009/2010	0.7
2010/2011	0.6
2011/2012	1.0
2012/2013	0.4
2013/2014	0.3

Tabella 4-III. Valore della temperatura di soglia ottimale anno per anno.

In definitiva il valore di soglia calibrato che permette un'ottima ricostruzione del dato nivometrico osservato mediante la nuova serie di SWE corretta è pari a 0.7°C . Per sottolineare ulteriormente l'importanza della correzione del dato pluviometrico si riporta la cumulata dell'altezza di neve calcolata a partire dal valore di SWE originario e la si confronta con quella ottenuta dopo la procedura appena descritta:

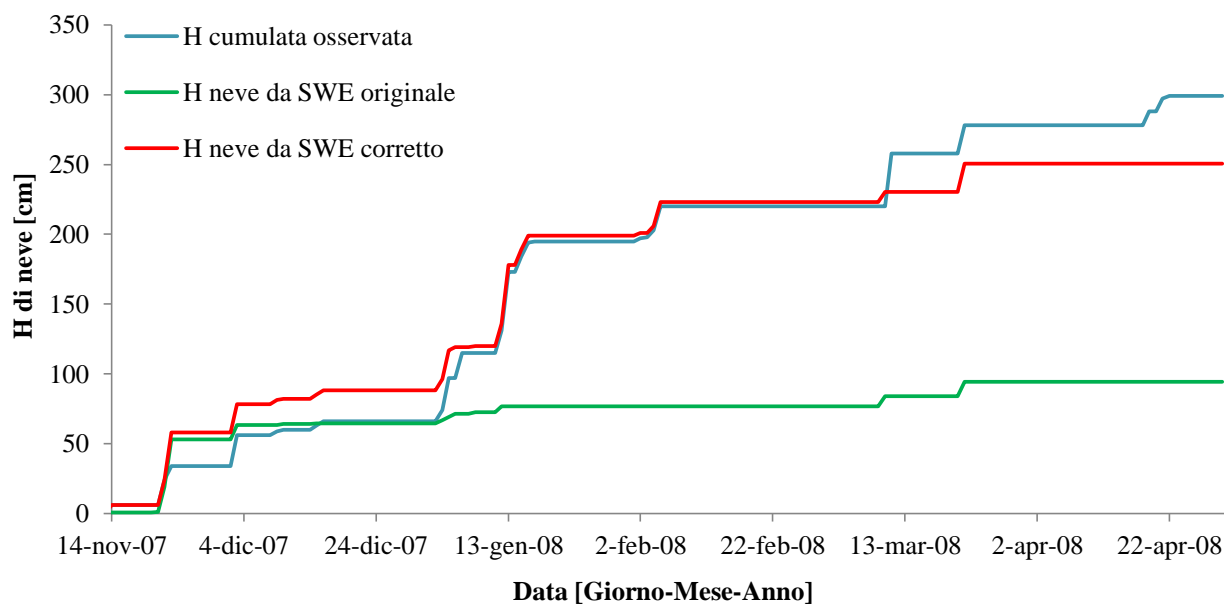


Figura 4-VII. Confronto fra altezza di neve cumulata prima e dopo la procedura di correzione.

La ricerca della soglia ottimale di partizione solido/liquida è un'operazione preliminare di primaria importanza per la corretta distinzione degli eventi solidi e liquidi alle diverse fasce altimetriche che poi viene utilizzata come valore costante all'interno del modello.

Il valore di 0.7°C non è lontano dal valore fisicamente basato di 0°C , indicato come valore ottimale nello studio condotto da *Corbari et al. (2009)* riguardo alla correzione dell'accumulo nevoso da dati da satellite, e trova buon accordo con gli studi precedentemente effettuati sulla modellazione idrologica del torrente Anza riguardo alla simulazione del volume idrico del lago effimero. (*Salandin & Volonte' 2003*)

Le fasi di correzione del dato misurato e la ricerca del valore ottimale della soglia di partizione sono di primaria importanza in uno studio idrologico per stimare correttamente la ripartizione degli afflussi in input al modello e in particolar modo per distinguere il volume di fusione nivale da quello di fusione glaciale. Infatti, una sovrastima o sottostima della precipitazione nevosa potrebbe portare ad una sottostima o sovrastima del contributo di fusione glaciale poiché uno dei parametri di calibrazione del modello è il tasso di fusione del ghiaccio, tarato sulle misure di portata.

4.4 PROCEDURA PER LA STIMA DEL DDF_{Snow} DA DATO GIORNALIERO

Buona parte del bacino idrografico del torrente Anza si trova a quote elevate; se si prende in considerazione il bacino chiuso alla sezione di Macugnaga Pecetto, circa 40 Km^2 sono caratterizzati da una quota superiore ai 1300 m, pertanto si riscontra la presenza della copertura nevosa per buona parte dell'anno.

Il regime idrometrico del torrente stesso perciò è dominato, oltre che dalla dinamica glaciale e dal permafrost, anche dalla fusione nivale, fenomeno prevalente in primavera, ma che si protrae per tutta l'estate a quote sopra i 3000 m. La stima del volume idrico di fusione e del periodo di accumulo e disgelo della neve, risultano perciò di fondamentale importanza nel bacino in esame, in particolare questo fenomeno è riassunto nel modello dalla corretta descrizione di un parametro: il *degree day factor* della neve.

Come presentato nel capitolo 3.1.5 il quantitativo idrico derivante da fusione nivale viene calcolato mediante l'approccio del *degree day* secondo l'espressione:

$$F_{Snow\ Pot\ i,j} \left[\frac{mm}{giorno} \right] = M_{Snow\ i} \cdot (T_{a\ i,j} - T_0)$$

Cioè esso è proporzionale alla differenza fra il valore di temperatura dell'aria al giorno *i-esimo* e un valore di soglia, comunemente fissato a 0°C . Spesso il *degree day factor* è un parametro di calibrazione del modello, mentre nel caso in esame, seguendo un approccio suggerito da letteratura si definisce a priori un andamento sinusoidale che presenta un minimo invernale posizionato il 21 dicembre ed un valore massimo il 21 giugno:

$$M_{Snow\ i} = \frac{(DDF_{Snow\ max} + DDF_{Snow\ min})}{2} + \text{sen} \left(\frac{i \cdot \pi}{365} \right) \cdot \frac{(DDF_{Snow\ max} - DDF_{Snow\ min})}{2}$$

I valori limite del parametro di fusione vengono calibrati sulla base dei dati di altezza di neve delle stazioni meteorologiche di: Macugnaga Pecetto, Rifugio Zamboni e Passo del Moro, tutte ubicate all'interno del bacino avente sezione di chiusura posta a Macugnaga Pecetto. In particolare è necessario avere a disposizione dati di temperatura media giornaliera, la misura di altezza di neve al suolo per l'intera stagione di accumulo e di fusione e l'altezza di neve fresca. Nella *Tabella 4-IV* si riportano le caratteristiche di completezza del dato utilizzato alle diverse stazioni:

STAZIONE	QUOTA	ANNI OSSERVAZIONE	N° ANNI UTILIZZABILI
Macugnaga Pecetto	1360	2000/2014	9
Macugnaga Rif.Zamboni	2075	2008/2014	7
Passo del Moro	2820	1989/2014	5

Tabella 4-IV. Caratteristiche delle stazioni meteorologiche considerate.

La stazione di Passo del Moro è stata oggetto dello studio, tuttavia il sito è caratterizzato da forti venti in quota essendo ubicata su un crinale; questo può incidere in modo particolare sulla sovrastima del fattore di fusione causato appunto dal trasporto della neve accumulata al suolo. Considerazioni più approfondite riguardo a questo aspetto verranno descritte nel paragrafo specifico per la stazione di Passo del Moro.

4.5 STIMA DEL DDF_{Snow}

In questo paragrafo verrà descritta la stima del fattore di fusione della neve, definendo una procedura che cerca di riprodurre l'andamento dell'equivalente idrico osservato nella fase di fusione nivale mediante l'approccio del *degree day*.

Innanzitutto, poiché il modello richiede in input dati giornalieri è necessario calibrare il valore massimo e minimo del parametro di fusione alla stessa risoluzione temporale, pertanto vengono presi in considerazione i dati giornalieri per le stazioni meteorologiche descritte in precedenza.

Inoltre l'obiettivo è quello di calibrare il *degree day factor* riferito non direttamente all'altezza di neve, bensì all'equivalente idrico nivale della neve stessa, pertanto è necessario compiere delle operazioni preliminari per passare dall'altezza di neve al suolo al suo equivalente in acqua. (L'approccio del *degree day* è stato originariamente concepito per la stima dell'ablazione in termini di equivalente idrico).

La procedura per la stima del parametro in esame è suddivisa nei seguenti passi:

- Selezione del periodo di fusione nivale: per ogni anno idrologico viene selezionato il valore massimo di altezza di neve al suolo osservato e il periodo di fusione successivo ad esso fino all'esaurimento dell'accumulo nevoso stagionale;
- Stima dell'equivalente idrico nivale osservato: L'altezza di neve al suolo misurata viene convertita in equivalente idrico nivale mediante la densità, secondo la definizione:

$$SWE_{OSSERVATO\ i} = H_{neve\ i} \cdot \frac{\rho_{SNOW}}{\rho_W} [mm]$$

In particolare il valore di densità iniziale della neve viene stimato mediante la formula (Bavera & De Michele 2009):

$$\rho_{SNOW,0} = 0.038z + 0.649t - 1.434I + 145.03 \left[\frac{Kg}{m^3} \right]$$

Cioè la densità è funzione della quota della stazione meteorologica z , del numero di giorni t a partire dal 1° settembre e della pendenza locale I . Tuttavia tale valore di densità viene aggiornato giorno per giorno per tenere conto dell'aumento della densità causato dalla compattazione e delle eventuali neviccate durante il periodo di fusione. Infatti, generalmente, la neve fresca è caratterizzata da una densità inferiore, pertanto nei giorni caratterizzati da accumuli nevosi importanti la densità sarà calcolata come una media pesata in funzione dell'altezza di neve stessa:

$$\rho_{SNOW,i} = (\rho_{fresca,i} \cdot H_{neve\ fresca} + \rho_{SNOW,i-1} \cdot H_{neve\ suolo,i-1}) \left[\frac{Kg}{m^3} \right]$$

Viene trascurato invece l'effetto di snow drift causato dal vento.

- Stima dell'equivalente idrico mediante l'approccio del *degree day*: la calibrazione del parametro di interesse consiste nel riprodurre l'andamento dello $SWE_{OSSERVATO\ i}$, definito in precedenza, mediante la formula:

$$SWE_{SIMULATO\ i} = SWE_{SIMULATO\ i-1} - DDF_{Snow,i} \cdot (T_{a,i} - T_0) + \frac{\rho_{fresca,i}}{\rho_W} \cdot H_{neve\ fresca}$$

Il valore iniziale è assunto essere pari al valore osservato, che generalmente coincide con il giorno di massimo accumulo della stagione di fusione.

La densità della neve fresca, come già ampiamente descritto nel capitolo relativo alla correzione del dato pluviometrico sulla base del nivometro alla stazione meteorologica di Macugnaga Pecetto, viene stimata mediante la formula (Cugerone et al. 2012):

$$\rho_{fresca,i} = a + b \cdot T_{med,i}$$

Come descritto in precedenza il valore del $DDF_{Snow,i}$ è funzione di un valore minimo e massimo che vengono modificati per cercare la miglior corrispondenza tra l'equivalente idrico osservato e quello simulato. In particolare il valore minimo è tenuto costante pari a 0, mentre viene fatto variare solo il valore massimo. La procedura viene ripetuta per tutti gli anni in cui è possibile selezionare un periodo idoneo per la stima del $DDF_{Snow,i}$: tali periodi devono essere caratterizzati da un accumulo di neve al suolo importante, generalmente superiore al metro e decrescita della neve al suolo caratterizzata dalla sola fusione. Non vengono considerati i fenomeni di snow drift e l'effetto di eventuali eventi di pioggia, il primo poiché non si hanno a disposizione dati di vento, mentre il secondo poiché è difficile valutarne l'effetto in termini quantitativi.

Nella *Figura 4-VIII* si riporta la procedura di calibrazione, riferita alla primavera 2009, per la stazione meteorologica del rifugio Zamboni:

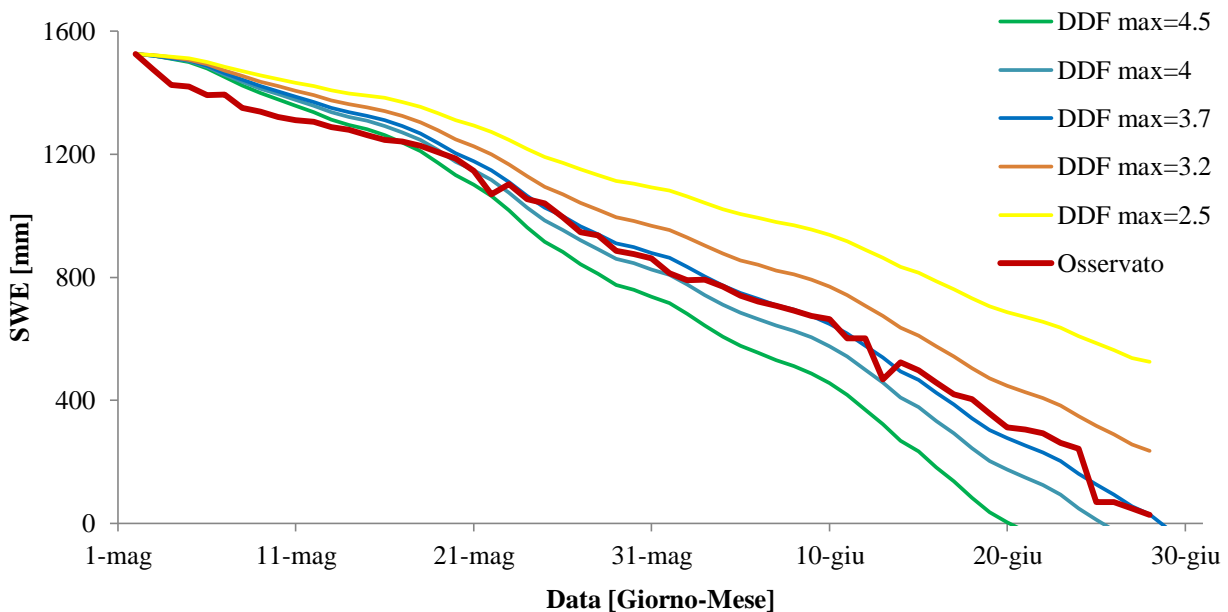


Figura 4-VIII. Calibrazione del $DDF_{Snow\ Max}$ nella primavera del 2009 alla stazione meteo del Rif. Zamboni.

Come si può notare dalla *Figura 4-VIII* la procedura viene eseguita per tentativi facendo variare il valore del parametro fino ad ottenere una buona corrispondenza tra valore osservato e simulato.

4.6 RISULTATI OTTENUTI

4.6.1 MACUGNAGA PECETTO

Si analizzano ora i risultati ottenuti alle 3 stazioni meteorologiche delle quali si hanno a disposizione i dati, in particolare si considera dapprima quella posizionata a Macugnaga Pecetto. Per ogni stagione di fusione selezionata si riportano il periodo di inizio e di fine della stessa, sia perché verranno considerati come più attendibili i valori calibrati su una stagione di fusione composta da un maggior numero di giorni, sia perché il $DDF_{Snow,i}$ varia a seconda dell'*i-esimo* giorno dell'anno.

Nella *Tabella 4-V* si riportano i valori calibrati per tutti gli anni a disposizione, tuttavia vengono evidenziati in verde gli anni che risultano essere più significativi in termini di accumulo nevoso, assenza di precipitazione liquida e lunghezza del periodo di fusione:

ANNO	INIZIO	FINE	$DDF_{Snow Max}$ [mm/giorno°C]
2001	9 Febbraio	4 Aprile	3.32
2002	2 Marzo	22 Marzo	3.22
2003	28 Febbraio	14 Marzo	4.02
2004	6 Marzo	8 Aprile	3.63
2006	10 Marzo	15 Aprile	5.35
2007	26 Gennaio	23 Febbraio	3.55
2008	15 Gennaio	29 Febbraio	4.24
2009	11 Marzo	15 Aprile	3.5
2010	12 Marzo	10 Aprile	4.55
2011	6 Marzo	23 Marzo	2.79
2012	13 Febbraio	4 Marzo	2.12
2013	6 Aprile	24 Aprile	1.44
2014	6 Marzo	25 Aprile	3.29

Tabella 4-V. $DDF_{Snow Max}$ calibrato alla stazione meteorologica di Macugnaga Pecetto.

Nella *Figura 4-IX* si riporta, a titolo di esempio, l'andamento dell'equivalente idrico nivale osservato e simulato per la stagione di fusione 2014, particolarmente significativa in termini di accumulo nevoso:

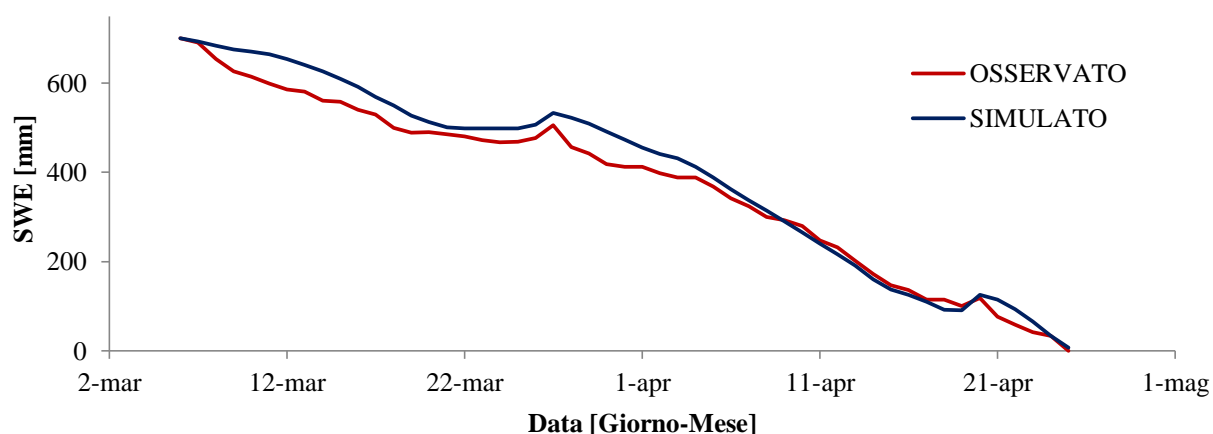


Figura 4-IX. Confronto tra SWE simulato ed osservato a Macugnaga Pecetto nella stagione di fusione 2009.

Il valor medio del $DDF_{Snow Max}$ per gli anni considerati come attendibili si attesta a 3.45 mm/giorno°C.

4.6.2 RIFUGIO ZAMBONI

La stazione meteorologica del rifugio Zamboni si trova in prossimità della lingua sinistra del ghiacciaio del Belvedere, ad una quota di 2075 m e dispone di misure di altezza di neve dal 2008 al 2013. Nonostante la limitatezza del periodo di osservazione, i risultati ottenuti risultano essere in accordo con quelli ottenuti a Macugnaga Pecetto; essi vengono riassunti nella *Tabella 4-VI*:

ANNO	INIZIO	FINE	$DDF_{Snow Max}$ [mm/giorno°C]
2008	21 Aprile	6 Giugno	3.35
2009	2 Maggio	29 Giugno	3.7
2010	8 Maggio	11 Giugno	2.07
2011	30 Marzo	18 Maggio	2.64
2012	2 Maggio	6 Giugno	2.71
2013	22 Aprile	10 Giugno	2.48

Tabella 4-VI. Valore del $DDF_{Snow Max}$ calibrato per la stazione meteo del Rif. Zamboni.

La stagione di fusione, rispetto a quanto avviene a Macugnaga, è posticipata per via della quota maggiore che garantisce delle temperature medie giornaliere inferiori e caratterizzata da una lunghezza superiore, poiché l'accumulo nevoso invernale spesso supera i 3 metri di neve al suolo.

Pertanto si assiste a una copertura nevosa del suolo in corrispondenza della prima nevicata, che generalmente si osserva alla fine di ottobre, fino ad arrivare alla completa fusione del manto agli inizi di giugno.

Nella *Figura 4-X* si riporta un esempio della fase di calibrazione anche per la stazione in esame:

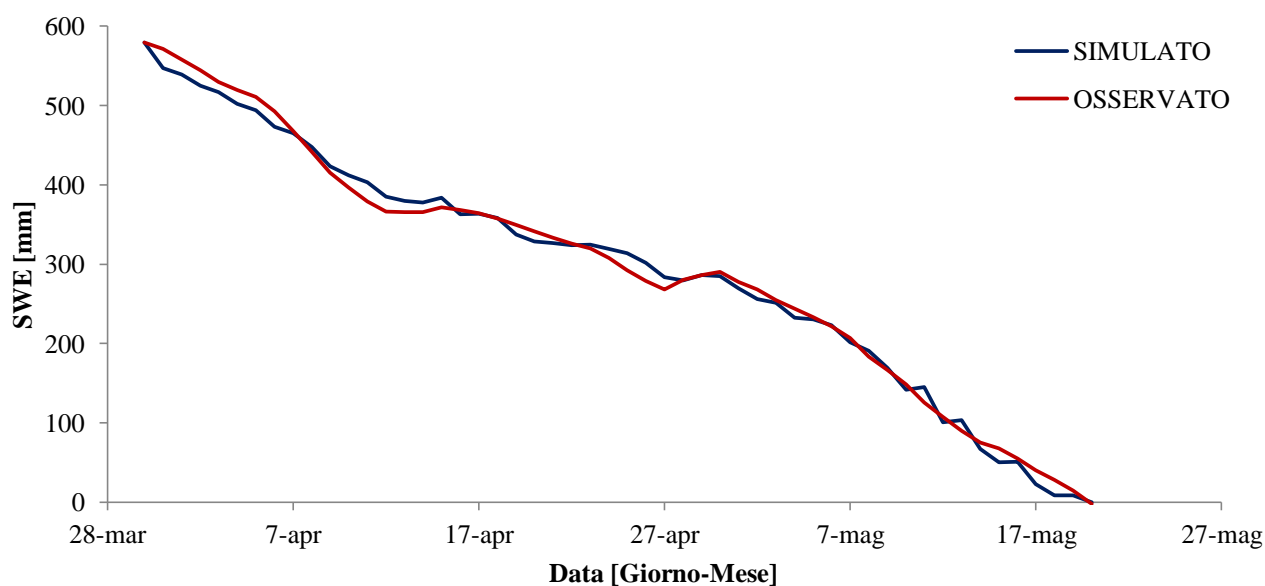


Figura 4-X. Calibrazione del $DDF_{Snow Max}$ per la stagione di fusione 2011 alla stazione meteo del Rif. Zamboni.

Nel caso del rifugio Zamboni si stima un valor medio del $DDF_{Snow Max}$ pari a 3.1 mm/giorno°C.

4.6.3 PASSO DEL MORO

L'ultima stazione meteorologica analizzata è quella posizionata nei pressi della funivia di Passo del Moro a 2820 m, lungo il crinale che separa il territorio italiano da quello Svizzero. I dati si riferiscono a un periodo temporale molto lungo dal 1989 al 2014, tuttavia l'altezza di neve al suolo è disponibile per i soli anni dal 2009 al 2013. Come presentato per le stazioni precedenti, si riporta il valore del parametro di fusione calibrato sulla base dei dati di altezza di neve al suolo osservati:

ANNO	INIZIO	FINE	$DDF_{Snow Max}$ [mm/giorno°C]
2013	8 Giugno	31 Luglio	5.2
2012	23 Maggio	10 Luglio	5.4
2010	1 Giugno	6 Luglio	5.6
2009	6 Luglio	11 Agosto	6.25

Tabella 4-VII. Valore del $DDF_{Snow Max}$ calibrato per la stazione meteorologica di Passo del Moro.

Come si può notare dalla Tabella 4-VII i valori del parametro stimati sono decisamente più elevati rispetto a quelli riportati per le stazioni vallive di Macugnaga Pecetto e del rifugio Zamboni, tuttavia possono essere giustificati dalle seguenti considerazioni:

- Generalmente il valore del *degree day factor* presenta un gradiente positivo con la quota (Hock, 2003);
- La stazione di misura è ubicata in una zona particolarmente esposta dove forte è la radiazione solare incidente (Hock, 1999);
- Nei pressi della stazione si registrano venti di forte intensità che esercitano un ruolo fondamentale, sia nel trasporto degli strati superficiali di neve al suolo, sia nell'aumento della fusione con possibili problemi di undercatch;

Proprio per questi motivi tali valori sembrano essere sito-specifici e pertanto poco rappresentativi per l'intero bacino chiuso alla sezione di Macugnaga Pecetto. Tuttavia i valori osservati risultano essere utili per la validazione della procedura descritta in precedenza e, anche in questo caso, si conferma un buon accordo tra il dato di altezza di neve convertita in equivalente idrico nivale e l'equivalente idrico nivale stesso, stimato mediante l'approccio del *degree day*. Si riporta un esempio in proposito:

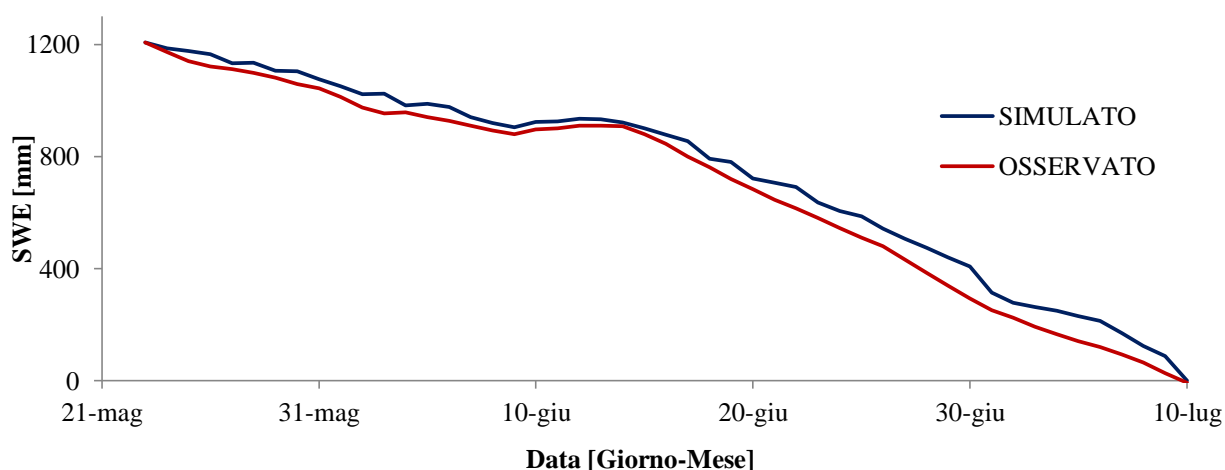


Figura 4-XI. SWE simulato ed osservato alla stazione meteo di Passo del Moro nell'anno 2012.

4.6.4 DISCUSSIONE DEL VALORE STIMATO

Come già accennato in precedenza, nei modelli idrologici molto spesso il *degree day factor* della neve è un parametro di calibrazione del modello, basato sulle misure di portata, mentre nel caso in esame si è preferito stimare puntualmente tale parametro utilizzando dati da terra di SWE ed estendere il suo valore considerandolo come valor medio nel bacino.

Il motivo principale per il quale si è deciso di utilizzare questo approccio risiede nel fatto che la procedura implementata è semplice e basata su dati di altezza di neve misurata dal sensore nivometrico, quindi indipendente da modelli, l'unica incertezza riguarda la stima della densità della neve stessa che esercita un ruolo fondamentale nella conversione in equivalente idrico nivale.

L'altra semplificazione riguarda l'utilizzo di un unico valore costante per tutto il bacino, in realtà alcune pubblicazioni mostrano un trend di crescita del *degree day factor* all'aumentare della quota e una dipendenza dello stesso da altri parametri come l'esposizione o la pendenza del versante (*Vehviläinen, 1992 e Hock 2003*). Tale procedura permette di ridurre i parametri di calibrazione del modello idrologico, in particolare è utile per stimare in maniera corretta l'afflusso idrico da fusione nivale alla sezione di chiusura e separarlo dal contributo derivante dalla fusione del ghiaccio.

In definitiva nel modello viene inserito un valor medio del *degree day factor*, stimato dopo aver selezionato gli andamenti di decrescita dello SWE annuale che sembrano essere più aderenti alla realtà, utilizzando le elaborazioni descritte in precedenza per le stazioni di Macugnaga Pecetto e del rif. Zamboni.

Tale valore è pari a 3.2 mm/giorno°C che, confrontato con i valori di letteratura, sembra essere compreso nel range suggerito da numerosi autori in letteratura, che si estende da 1 a 8 mm/giorno°C. (*Hock, 2003*)

Nella *Tabella 4-VIII* si riportano le stagioni di fusione considerate per le due diverse stazioni con il relativo valore del *degree day factor* massimo; nell'ultima riga viene riportato il valor medio che verrà inserito come parametro in input al modello idrologico:

STAZIONE	ANNO	DDF_{MAX} [mm/giorno°C]
Pecetto	2001	3.32
	2002	3.22
	2004	3.63
	2006	5.35
	2008	4.24
	2009	3.35
	2011	2.79
	2012	2.12
	2014	3.29
Zamboni	2008	3.35
	2009	3.7
	2010	2.07
	2011	2.64
	2012	2.71
	2013	2.48
	Media DDF_{max}	3.22

Tabella 4-VIII. Calcolo del DDF_{max} medio per le due stazioni meteorologiche considerate.

Tale valore viene inserito all'interno del modello idrologico, mediante il quale si simula l'andamento nel tempo dell'accumulo nevoso suddiviso per le diverse fasce altimetriche; un'ulteriore fase di validazione consiste nel verificare che il modello stesso riesca a riprodurre correttamente il periodo di accumulo e di fusione della neve nelle rispettive fasce altimetriche.

4.7 FASE DI CALIBRAZIONE DEI PARAMETRI

La finestra di calibrazione è stata scelta a partire dal 1° ottobre 2004 al 30 settembre 2005, poiché essa sembra essere rappresentativa del regime idrologico tipico del torrente Anza, con un evento di piena importante nel dicembre 2004 e il contributo da fusione nivale e glaciale in primavera ed estate.

Come accennato in precedenza, il valore ottimale dei parametri viene cercato attraverso un metodo deterministico "per tentativi": viene definito per ogni parametro un intervallo di variabilità plausibile, si definiscono tutte le permutazioni possibili fra i 5 parametri del modello e la combinazione associata al minimo valore dell'RMSE nella finestra di calibrazione viene definita come combinazione ottimale.

Nel caso in cui combinazioni di parametri differenti diano lo stesso valore dell'RMSE, viene scelta quella associata al minore scarto volumetrico.

Dalla procedura di minimizzazione dell'RMSE relativa all'anno idrologico 2004/2005, si ottengono i seguenti parametri:

PARAMETRO	VALORE
β [-]	2.16
n [-]	0.5
k [giorni]	12.8
k_{ice} [giorni]	2.9
k_{Base} [giorni]	54

Tabella 4-IX. Valore dei parametri ottenuti dalla fase di calibrazione per la sezione di Macugnaga Pecetto.

Il valore di β maggiore dell'unità certifica che il *degree day* del ghiaccio è superiore a quello della neve, a causa del minore albedo dello stesso, ed è in linea con i valori suggeriti da letteratura oltre che essere simile a quello calibrato per il bacino di Drance pari a $8 \text{ mm/giorno}^{\circ}\text{C}$. (Shaefli et al 2005)

Inoltre tale parametro è fortemente dipendente dalla tipologia di detrito che copre il ghiacciaio e dall'esposizione più o meno diretta alla radiazione solare, quindi il confronto può solamente essere parziale e fortemente legato alle condizioni di sito. All'interno della finestra di calibrazione si calcolano gli indici che esprimono il grado di accuratezza con cui il modello è in grado di stimare la portata osservata:

PARAMETRO	VALORE
RMSE [m^3/s]	1.436
NSE [-]	0.847
Dv [%]	6.79

Tabella 4-X. Indici di efficienza dei risultati del modello riferiti alla sezione di Macugnaga Pecetto.

Nella Figura 4-XII si riporta il confronto tra l'idrogramma simulato dal modello e quello osservato nella finestra di calibrazione, ottenuto dopo la procedura di minimizzazione dell'*RMSE*:

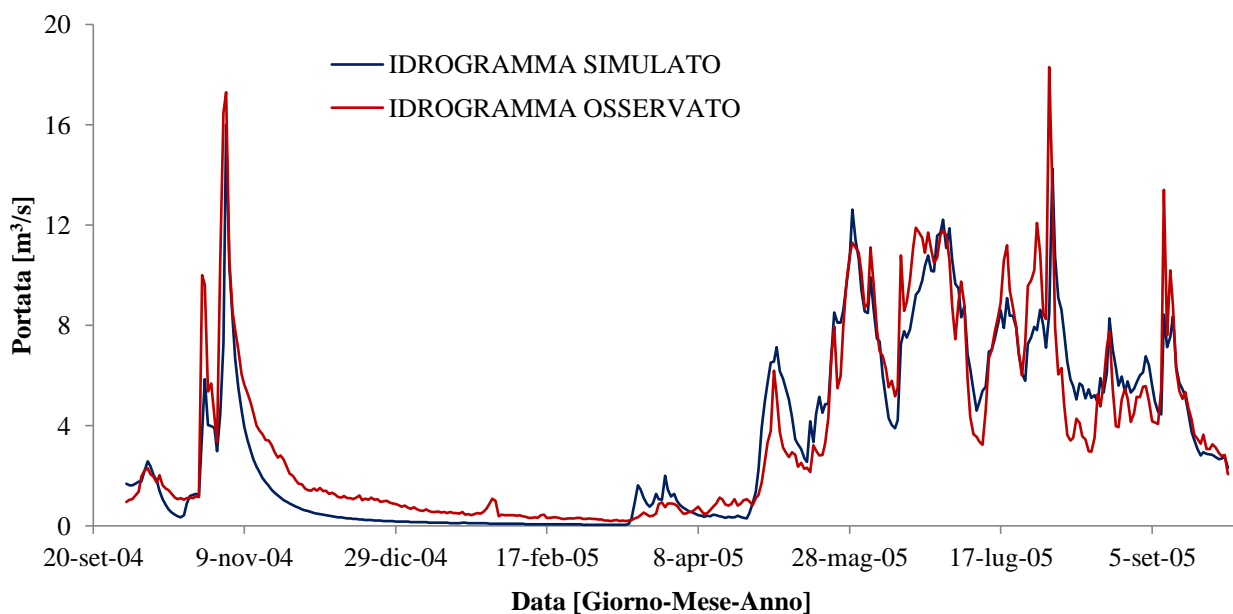


Figura 4-XII. Confronto tra idrogramma osservato e simulato dal modello idrologico per la sezione di Macugnaga Pecetto.

4.8 FASE DI VALIDAZIONE

I valori dei parametri ottenuti dopo la fase di calibrazione vengono mantenuti costanti in fase di validazione del modello, la finestra considerata va dal 1° gennaio 2003 al 30 Settembre 2009.

Si riporta ora il confronto tra portata osservata e simulata per l'intero periodo in cui si dispone della misura di portata all'idrometro di Macugnaga Pecetto:

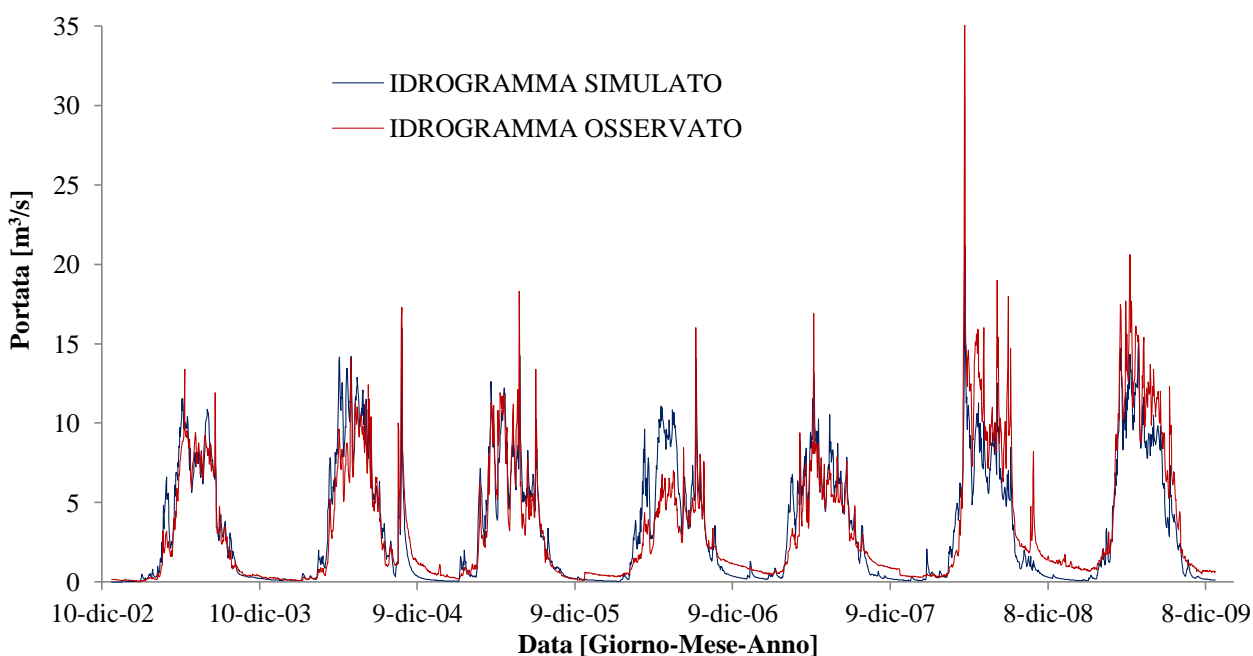


Figura 4-XIII. Confronto fra portata osservata e simulata nel periodo di validazione per la sezione di Macugnaga Pecetto.

Dal grafico si può notare come ci sia un buon accordo tra portata simulata e osservata per gli anni 2003, 2004, 2005 e 2007, mentre si assiste a differenze importanti negli anni 2006 e 2008.

In particolare, per l'anno 2006, la portata simulata sembra essere fortemente sovrastimata soprattutto nella finestra che va dal 15 giugno al 31 luglio, periodo caratterizzato da una forte anomalia termica positiva rispetto alle medie climatiche di riferimento per la stagione; situazione opposta si assiste nell'anno 2008, con una sottostima generale del deflusso idrico a partire dalla tarda primavera.

Il modello descritto è un modello concettuale a risoluzione giornaliera, pertanto presenta delle limitazioni nella riproduzione della portata alla sezione di chiusura soprattutto legata all'approccio del *degree day* che fornisce una stima attendibile dei volumi medi di fusione di neve e ghiaccio ma che non è in grado, data la scarsa risoluzione del dato, di tenere conto della forte variabilità della temperatura e della radiazione solare a risoluzione oraria o sub-oraria.

Un modo più immediato per visualizzare quanto il modello riesca a riprodurre la portata osservata è quello di riportare uno *scatterplot* che abbia sull'asse delle ascisse il valore di portata simulata e in ordinata la portata osservata:

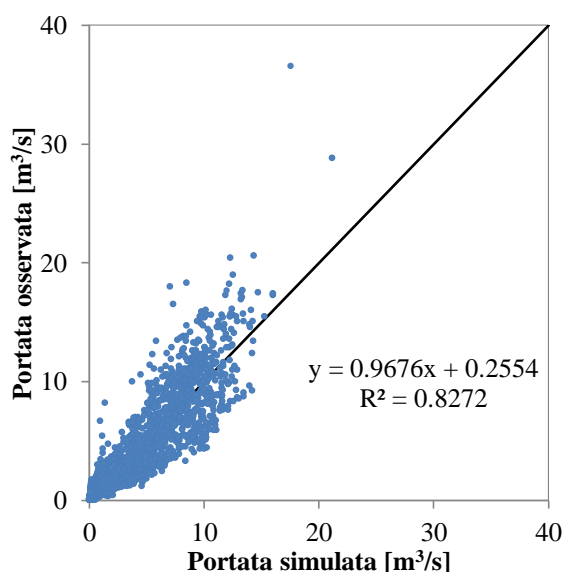


Figura 4-XIV. Portata osservata vs portata simulata per la sezione di Macugnaga Pecetto.

Il grafico mostra un valore di R^2 pari a 0.83, con un coefficiente angolare prossimo all'unità ed un valore dell'intercetta vicino allo zero, per questo si ritiene che il modello riesca a riprodurre il valore osservato, mentre la difficoltà principale consiste nello stimare correttamente i picchi di portata più rilevanti, come quello relativo all'eccezionale evento del 2008.

Al fine di confrontare in maniera quantitativa la portata osservata con quella simulata, si riportano nella Tabella 4-XI i valori di *root mean square error*, dell'indice di *Nash-Sutcliffe* e l'*errore volumetrico* per ciascun anno idrologico considerato nel periodo di validazione.

Per gli anni idrologici 2003/2004 e 2006/2007 (anni di validazione) il valore di *RMSE* è più basso rispetto a quello dell'anno di calibrazione, questo è significativo del fatto che il modello sembra riuscire a riprodurre bene le portate anche al fuori dell'anno di calibrazione.

Per quanto riguarda la deviazione volumetrica annua rispetto al volume osservato, si assiste ad una sovrastima importante per l'anno 2005/2006 e una sottostima generale per il 2007/2008 e 2008/2009; tuttavia

se analizziamo il valore per l'intero periodo di validazione, si può notare come lo scarto complessivo sia del 4% rispetto al volume totale osservato:

ANNO IDROLOGICO	RMSE [m ³ /s]	NSE [-]	D _v [%]
2003/2004	1.371	0.854	-21.18
2004/2005	1.436	0.847	6.78
2005/2006	1.839	0.343	-40.43
2006/2007	1.149	0.787	-8.81
2007/2008	2.473	0.793	26.51
2008/2009	1.922	0.86	26.89
2003/2009	1.704	0.825	4.29

Tabella 4-XI. Indici di accuratezza della stima della portata alla sezione di chiusura di Pecetto da parte del modello concettuale.

Per gli anni idrologici 2003/2004 e 2006/2007 (anni di validazione) il valore di *RMSE* è più basso rispetto a quello dell'anno di calibrazione, questo è significativo del fatto che il modello sembra riuscire a riprodurre bene le portate anche al fuori dell'anno di calibrazione.

Per quanto riguarda la *deviazione volumetrica* annua rispetto al volume osservato, si assiste ad una sovrastima importante per l'anno 2005/2006 e una sottostima generale per il 2007/2008 e 2008/2009; tuttavia se si analizza il valore calcolato per l'intero periodo di validazione si può notare come lo scarto complessivo si discosti del 4% rispetto al volume totale osservato.

Dopo aver verificato che il modello restituisce dei risultati affidabili anche in fase di validazione, si suddivide la portata simulata nei contributi derivanti dalla precipitazione liquida unita alla fusione nivale, dalla fusione glaciale e dall'infiltrazione:

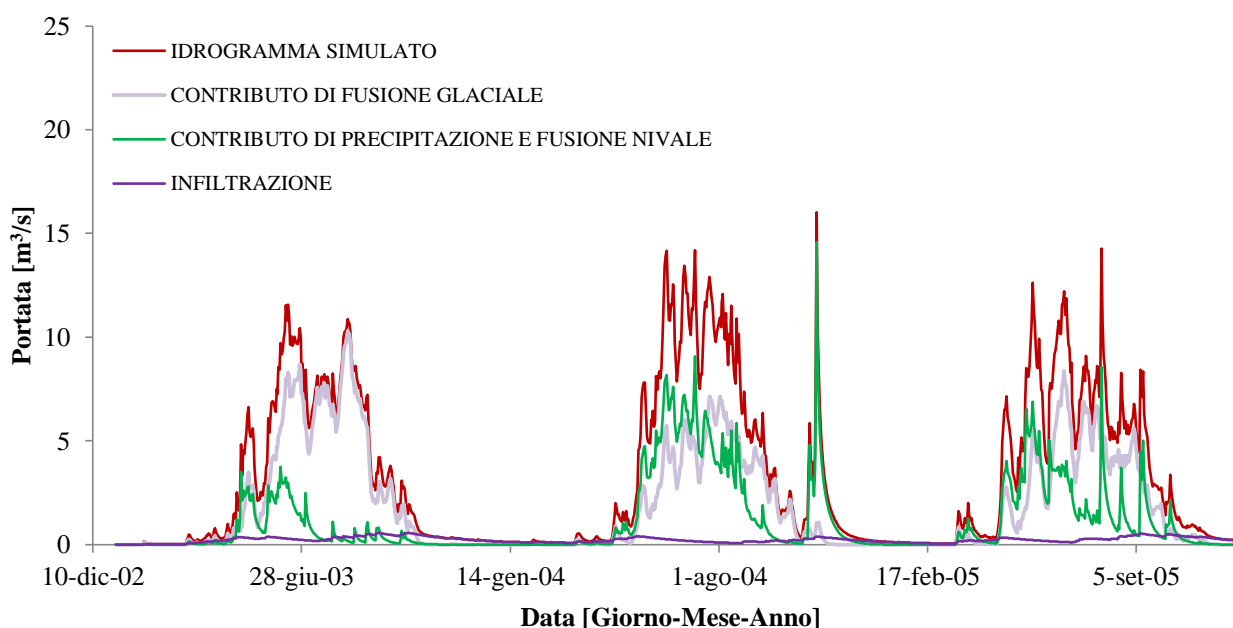


Figura 4-XV. Portata simulata suddivisa nei contributi di fusione, precipitazione e di deflusso di base.

Dalla *Figura 4-XV* si può notare chiaramente come il deflusso idrico alla sezione di chiusura sia dominato, almeno nella stagione tardo primaverile ed estiva, dalla fusione glaciale. La portata infatti varia da valori

inferiori a $1 \text{ m}^3/\text{s}$ nella stagione invernale ai $10 \text{ m}^3/\text{s}$ medi della stagione estiva, con punte di $30 \text{ m}^3/\text{s}$ nel caso di forti eventi di precipitazione. E' comunque difficile stabilire quanto la previsione sia affidabile a causa del fatto che la procedura di calibrazione viene eseguita sul flusso complessivo, tuttavia sembra essere un'indicazione significativa in assenza di misure più specifiche.

Il contributo dell'infiltrazione risulta essere modesto, questo è dovuto all'elevato valore del *CN II* che descrive a livello medio il bacino; l'area in esame infatti è caratterizzata dalla presenza di un'elevata percentuale di superficie ghiacciata, assenza di vegetazione e modesto spessore degli strati superficiali. Questo conferma quanto già osservato in numerosi bacini alpini caratterizzati da versanti acclivi e modesti spessori degli strati più superficiali. (Montaldo et al 2007)

Si riporta inoltre la suddivisione degli ingressi al modello afflussi-deflussi in termini di volumi cumulati:

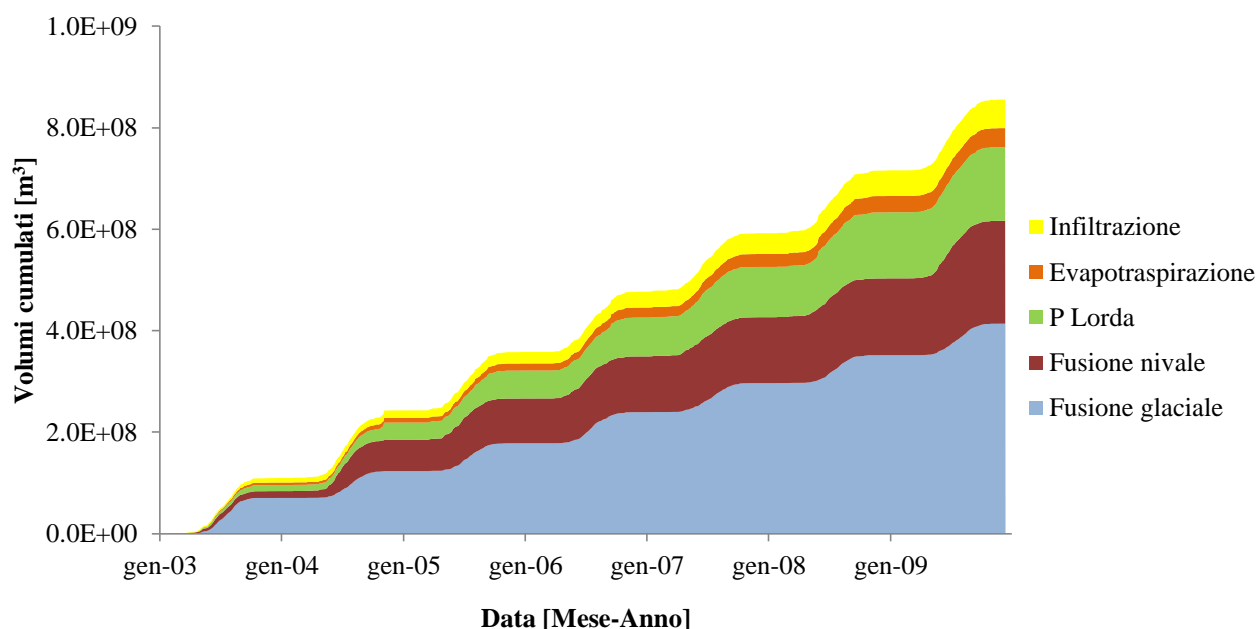


Figura 4-XVI. Suddivisione in termini volumetrici degli afflussi per il bacino di Macugnaga Pecetto.

A causa dell'elevata percentuale di superficie coperta dal ghiaccio, la componente di fusione glaciale costituisce l'afflusso principale, corrispondente al 54% dell'input volumetrico totale che genera deflusso alla sezione di chiusura.

La seconda componente in termini percentuali risulta essere la fusione nivale, con il 26%, mentre il restante 20% è generato dalla precipitazione liquida al netto dell'evapotraspirazione, tale percentuale si suddivide in un 15% derivante dal contributo di precipitazione netta, mentre il 5% è costituito dall'infiltrazione.

4.9 VARIABILITA' DEL DDF_{MAX} DEL GHIACCIO

Lo studio del bacino idrografico avente sezione di chiusura posta a Macugnaga Pecetto, non è utile solamente alla validazione delle prestazioni del modello, bensì i dati di portata sono utilizzati per stimare il *degree day factor* del ghiaccio e valutarne la variabilità nei diversi anni idrologici.

Pertanto si ripete la fase di calibrazione selezionando singolarmente ognuno degli anni idrologici a disposizione con lo scopo di valutare la variabilità del parametro β , che definisce il moltiplicatore del *degree day* del ghiaccio rispetto a quello della neve.

Questo servirà per comprendere la variabilità annuale della fusione del ghiaccio, svincolandosi dal considerare per le simulazioni future un unico valore del *degree day*, innanzitutto perché l'idrometro è stato dismesso dopo il 2009 e non si hanno a disposizione informazioni più dettagliate sullo stesso.

Nella *Tabella 4-XII* si riporta per ciascun anno idrologico il valore del parametro β e il valore massimo e minimo del DDF del ghiaccio corrispondente ad esso, ottenuto minimizzando lo scarto volumetrico annuo tra portata osservata e simulata:

ANNO IDROLOGICO	β	DDF_{MAX} (21 Giugno)	DDF_{MIN} (21 Dicembre)
2003/2004	1.38	4.44	2.22
2004/2005	2.461	7.92	3.96
2005/2006	1.424	4.59	2.29
2006/2007	1.855	5.973	2.986
2007/2008	3.606	11.61	5.805
2008/2009	3.767	12.13	6.065

Tabella 4-XII. Risultati della calibrazione del parametro β anno per anno.

Dalla *Tabella 4-XII* si può notare come ciascun anno di calibrazione fornisce dei valori molto diversi del coefficiente che descrive la fusione del ghiaccio, questa variabilità annuale viene evidenziata anche da letteratura e dipende dalla copertura nuvolosa, che limita l'effetto della radiazione solare, da periodi di massimo o minimo solare, oltre che dal diverso spessore dei detriti di copertura del ghiacciaio che possono variare nel caso ci siano importanti frane o valanghe come recentemente accaduto. (*Fisher et al 2012*)

Utilizzando questi valori dei parametri in fase di validazione sull'intero periodo di misura della portata disponibile alla sezione di Macugnaga Pecetto, si può dire che il valore che minimizza lo scarto volumetrico totale è simile a quello calibrato per la finestra 2004/2005, mentre valori inferiori o superiori ad esso, coincidono con una sottostima o sovrastima del volume globale cumulato simulato rispetto a quello osservato.

Una misura della variabilità del *degree day* ci permetterà in fase previsionale di eseguire un'analisi di sensitività della stima della portata in funzione del parametro stesso, che risulta essere fondamentale per descrivere correttamente il regime idrometrico del torrente Anza.

4.10 SEZIONE DI CHIUSURA POSTA ALL'INVASO DI CEPPLO MORELLI

L'obiettivo della modellazione è riferito alla corretta stima del deflusso idrico alla sezione di chiusura posta immediatamente prima dell'invaso di Ceppo Morelli, dove è presente una diga in calcestruzzo utilizzata per la regolazione del volume idrico annuale, la quale convoglia l'acqua verso un'opera di presa che alimenta l'impianto idroelettrico della centrale di Battiglio. Nella *Figura 4-XVII* si riporta l'andamento altimetrico del bacino evidenziando la porzione di area coperta da ghiacciai:

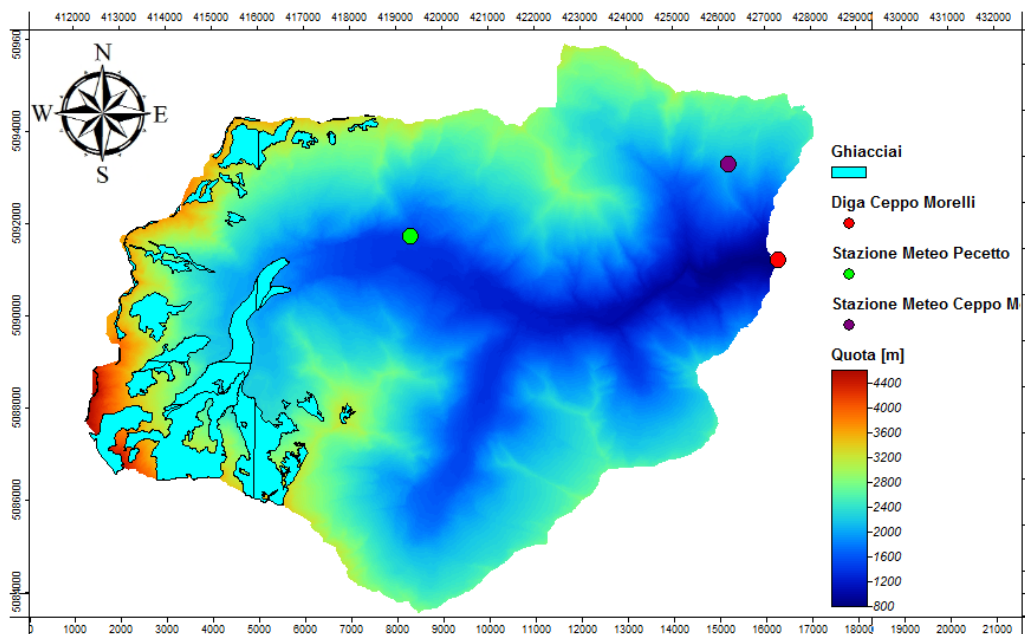


Figura 4-XVII. Bacino idrografico chiuso alla diga di Ceppo Morelli.

In *Figura 4-XVII* sono state riportate anche le stazioni meteorologiche di Ceppo Morelli e di Macugnaga Pecetto, le uniche appartenenti al bacino in esame e utilizzate come dati in input al modello idrologico per il calcolo della portata alla sezione di Ceppo Morelli. Analogamente a quanto descritto in precedenza per il bacino avente sezione di chiusura posta a Macugnaga Pecetto, si riporta la curva ipsografica con la suddivisione del bacino stesso in sottobacini:

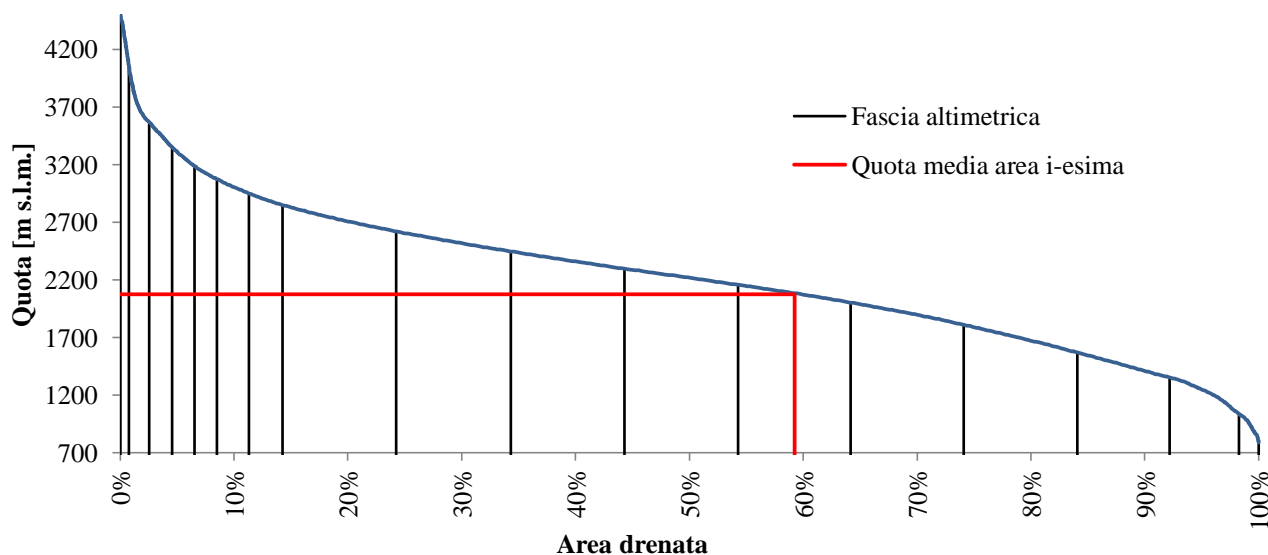


Figura 4-XVIII. Curva ipsografica del bacino avente sezione di chiusura posta a Ceppo Morelli.

Mentre la curva ipsografica presenta un andamento diverso rispetto a quella descritta nel paragrafo precedente, data la maggiore estensione del bacino, per quanto riguarda l'area coperta da ghiacciai essa non varia molto, poiché la gran parte dei ghiacciai che occupano la parete Est del Monte Rosa rientrano interamente nell'area drenata del bacino chiuso a Macugnaga Pecetto. Per completezza riportiamo la curva ipsografica del ghiacciaio anche per il bacino avente sezione di chiusura posta a Ceppo Morelli:

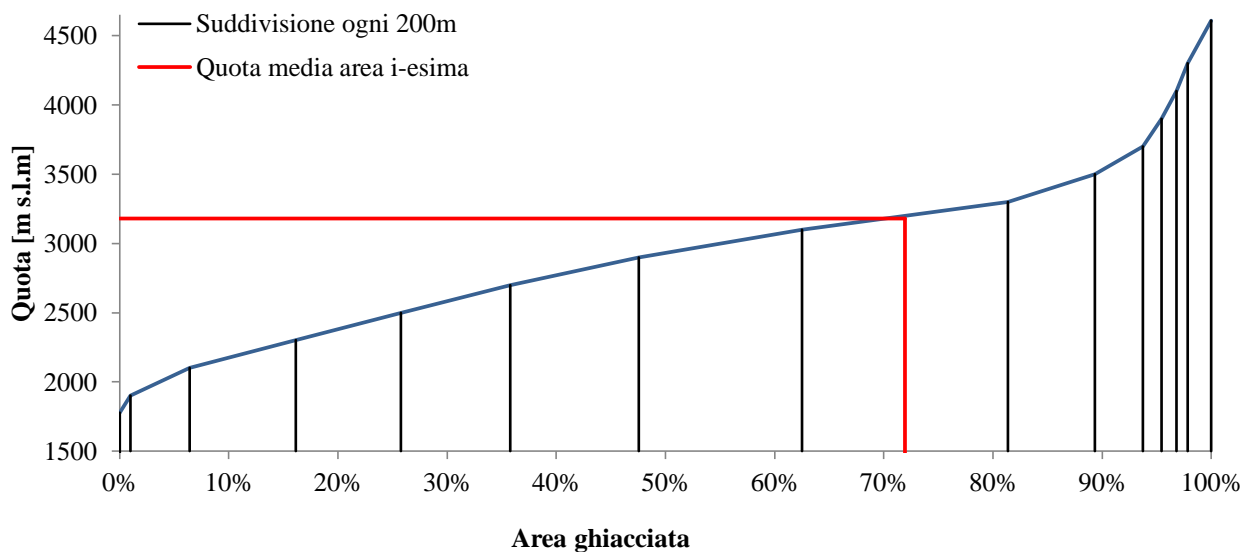


Figura 4-XIX. Area coperta da ghiacciai nel bacino avente sezione di chiusura posta a Ceppo Morelli.

Dopo aver definito l'andamento altimetrico del bacino, nella *Tabella 4-XIII* si riportano gli altri parametri necessari per valutare la portata alla sezione di chiusura:

CARATTERISTICHE BACINO E PARAMETRI MODELLO	
Area drenata [Km^2]	120.85
Area ghiacciata [%]	8.97
Quota minima e massima [m s.l.m.]	786-4610
Quota media [m]	2220.02
Numero sottobacini	17
Lunghezza asta principale [Km]	18.51
Tempo corrivazione [ore]	2.368
Pendenza media [%]	34.76
TLR_{Umido} [$^{\circ}C/100$ m]	-0.40
TLR_{Secco} [$^{\circ}C/100$ m]	-0.58
$M_{Snow\ max}$ [mm/giorno $^{\circ}C$]	3.22
$M_{Snow\ min}$ [mm/giorno $^{\circ}C$]	1.66
$M_{Ice\ min}$ [mm/giorno $^{\circ}C$]	3.48
$M_{Ice\ max}$ [mm/giorno $^{\circ}C$]	6.96
P_{soglia} [mm]	2
Tipo idrologico suolo	C/D
Uso del suolo prevalente	Vegetazione rada o assente oppure bassa e arbustiva
CN II	86
c (Ia)	0

Tabella 4-XIII. Parametri di input al modello per la sezione di chiusura posta a Ceppo Morelli.

Dalla *Tabella 4-XIII* si evidenzia come i parametri relativi alla fusione nivale siano mantenuti costanti e pari a quelli calibrati per il bacino di Macugnaga Pecetto, poiché non si dispone di ulteriori stazioni di misura dell'altezza di neve all'interno del bacino attraverso i quali stimare il *degree day* della neve.

Per quanto riguarda la precipitazione in ingresso al modello si è deciso di utilizzare la sola stazione meteorologica di Macugnaga Pecetto, poiché è l'unica in cui sia possibile la correzione del dato pluviometrico sulla base dell'altezza di neve misurata dal nivometro.

L'altra stazione presente nel bacino in esame è quella di Ceppo Morelli, a circa 2000 m di quota; purtroppo è una stazione termo-pluviometrica sprovvista di sensori per la misura dell'altezza di neve al suolo, pertanto non è possibile apportare la procedura di correzione già descritta nei paragrafi precedenti.

Inoltre si è proceduto al confronto della precipitazione cumulata all'interno del periodo di interesse per le due stazioni sopracitate, con differenze poco significative nella maggior parte degli anni di osservazione. A causa di ciò si ritiene rappresentativa, come precipitazione media areale, la sola misurata alla stazione di Pecetto.

Nei bacini con escursione altimetrica elevata, spesso si assiste alla sottostima della portata simulata alla sezione di chiusura a causa del considerare come unico ingresso al modello la precipitazione misurata presso una stazione pluviometrica posta in corrispondenza della sezione di chiusura.

Pertanto, in letteratura, sono numerosi gli esempi in cui nel modello viene inserito un coefficiente moltiplicativo della precipitazione espresso in funzione della quota altimetrica del sottobacino in esame.

Nel caso in esame si definisce tale incremento solamente per gli "eventi convettivi", considerati come gli eventi di precipitazione che superano una certa soglia, pertanto la precipitazione alla quota *j-esima* sarà così definita:

$$\begin{cases} \text{se } P_{rif} > P_{soglia}: P_j = P_{rif} + c \cdot P_j \cdot (H_j - H_{rif}) \\ \text{se } P_{rif} \leq P_{soglia}: P_j = P_{rif} \end{cases}$$

Dove:

- P_{rif} è la precipitazione misurata alla stazione meteorologica di riferimento (Macugnaga Pecetto);
- P_{soglia} è il valore con il quale vengono definiti gli eventi convettivi. Tale soglia è stata fissata a 50 mm e permette di incrementare il valore di precipitazione nei soli eventi di una certa entità; tale valore corrisponde al massimo annuale per evento di durata 6 ore con tempo di ritorno 5 anni, dedotto da analisi statistiche sulle precipitazioni osservate nella medesima stazione;
- H_j e H_{rif} sono rispettivamente la quota del sottobacino *j-esimo* e la quota della stazione meteorologica di riferimento;
- c è il coefficiente moltiplicativo pari a 3% ogni 100 m. Tale valore è stato scelto poiché frutto dell'analisi dell'andamento altimetrico della precipitazione definito nel limitrofo bacino di Drance, il quale presenta un'escursione altimetrica e caratteristiche morfologiche simili al bacino in esame. (*B. Schaepli, Hingray, Niggli & A. Musy 2005*)

4.10.1 RICOSTRUZIONE DELL'IDROGRAMMA

Per validare ulteriormente il modello concettuale e per lo studio dettagliato del bilancio idrico in corrispondenza di un'opera di presa, il modello stesso verrà utilizzato per riprodurre la portata alla sezione di chiusura di Ceppo Morelli, dove si hanno a disposizione le portate uscenti dallo sfioratore di superficie, dallo scarico di mezzofondo della diga e la portata derivata per il periodo 2000-2014.

La diga, almeno per quanto riguarda gli eventi di piena, non produce effetti di laminazione significativi poiché il suo volume di invaso è limitato ad una capacità massima di 0.5 milioni di m^3 . In corrispondenza di tali eventi la portata derivata dall'impianto risulta essere pari a $10 m^3/s$.

Al fine di stimare la portata del torrente Anza in ingresso alla diga è necessario definire l'equazione di bilancio idrico in corrispondenza della diga stessa, come:

$$\frac{dW}{dt} = Q_{in} - Q_{sfior} - Q_{fondo} - Q_{derivata}$$

Dove i termini dell'equazione sono:

- W è il volume idrico invasato in m^3 ;
- Q_{in} è la portata in ingresso alla diga derivante dal torrente Anza in m^3/s ;
- Q_{sfior} è la portata uscente dalla soglia sfiorante superficiale in m^3/s ;
- Q_{fondo} è la portata uscente dallo scarico di mezzofondo in m^3/s ;
- $Q_{derivata}$ è la portata derivata dall'opera di presa in m^3/s ;

In particolare la portata entrante verrà calcolata in modo differente a seconda del livello idrico in corrispondenza dello sbarramento, in particolare è necessario distinguere il caso in cui sia attivato o meno lo sfioratore di troppopieno, come riportato dalle seguenti equazioni:

$$\begin{cases} \text{se } h > H_{\max \text{ invaso}}: Q_{in} = Q_{sfior} + Q_{fondo} + Q_{derivata} \\ \text{se } h \leq H_{\max \text{ invaso}}: \frac{dW}{dt} = Q_{in} - Q_{derivata} - Q_{fondo} \end{cases}$$

Nel primo caso si è raggiunto il volume massimo di invaso e si attiva lo sfioratore di troppopieno, mentre nel secondo caso le uscite sono costituite dalla sola portata derivata dall'impianto e dall'eventuale apertura dello scarico di mezzofondo.

I dati utilizzati per il bilancio sono forniti da Edison, gestore della diga, il quale definisce anche la curva dei volumi di invaso, necessaria per il calcolo della variazione del volume in funzione della quota idrometrica misurata in corrispondenza della diga.

La curva dei volumi di invaso tuttavia, è fortemente influenzata dal trasporto solido del torrente, che riduce il volume idrico invasato e la capacità di laminazione della diga, a causa dell'accumulo di sedimenti. In particolare la curva varia nel corso dell'anno come si mostra nella *Figura 4-XX*:

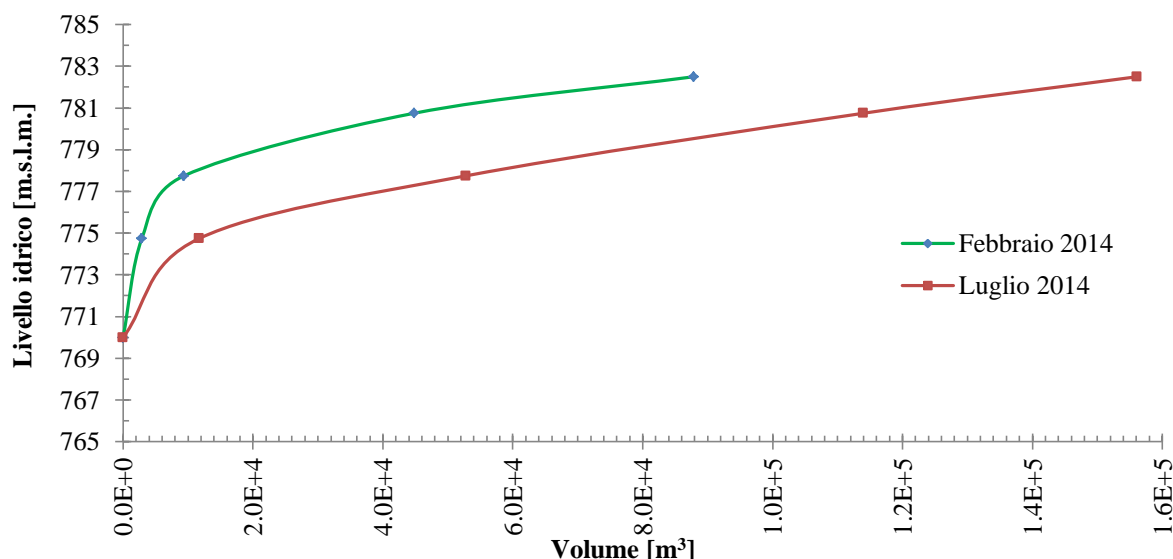


Figura 4-XX. Curva dei volumi di invaso nel 2014.

La ricostruzione dell'idrogramma in ingresso alla diga è afflitto da incertezza a causa di:

- Curva di invaso variabile a seconda dell'accumulo di sedimenti, frutto del bilancio del trasporto solido, oltre che delle operazioni di rimozione degli stessi con l'apertura dello scarico di mezzofondo. Negli ultimi anni è assistito al progressivo riempimento dell'invaso con riduzione della capacità da 0.5 milioni di m^3 a 150000 m^3 nel luglio 2014;
- Curva di invaso disponibile solo per gli anni 1997 e 2014;
- Le variazioni modeste di livello idrico all'interno diga non permettono di ricostruire con grande precisione la portata a causa della scarsa risoluzione dello strumento di misura del livello stesso.

Sulla base di queste considerazioni si ricostruisce la portata in ingresso alla diga, che verrà utilizzata per validare il modello, nel periodo 2000-2014, tuttavia la ricostruzione è maggiormente affidabile nel caso in cui l'acqua fuoriesca dallo scarico di superficie poichè i quantitativi idrici che intervengono nel bilancio sono misurabili con maggiore precisione e indipendenti dalla curva di invaso.

Nella *Figura 4-XXI* si riporta l'idrogramma ricostruito a partire dai dati in diga:

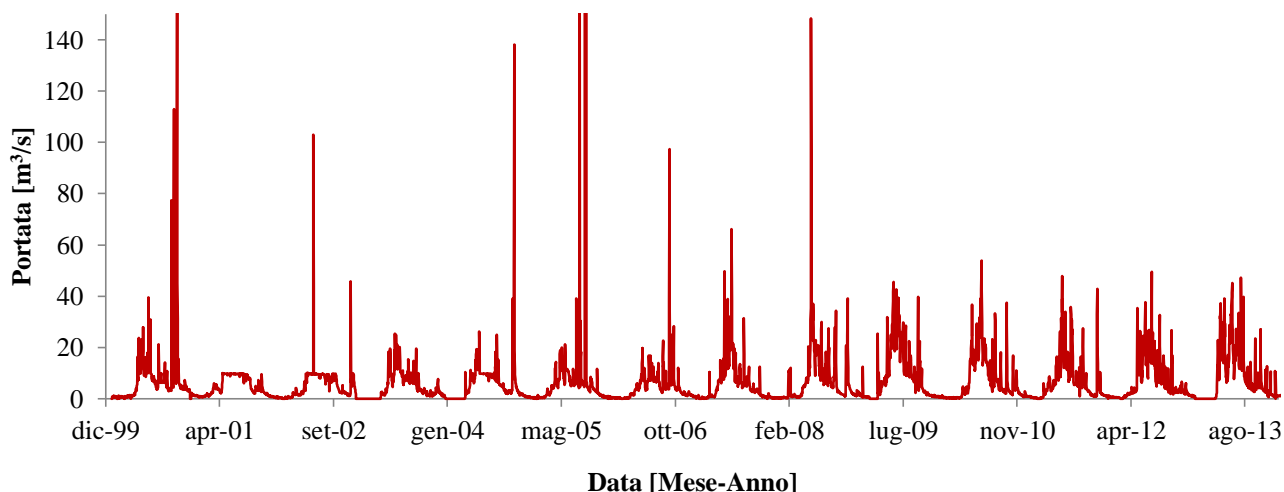


Figura 4-XXI. Portata del torrente Anza a Ceppo Morelli ricostruita dal bilancio idrico in diga.

Dai dati a disposizione possono essere fatte le seguenti considerazioni:

- C'è una mancanza di copertura del dato nella stagione primaverile ed estiva del 2001 e del 2002, oltre che del giugno 2004, pertanto la calibrazione e validazione del modello partiranno dal 2005;
- Il numero di giorni di funzionamento dello sfioratore di troppopieno aumentano notevolmente nel corso degli anni a causa della riduzione della capacità di invaso della diga;
- Si evidenziano gli eventi di piena del settembre 2000 e del maggio 2005 che fanno registrare una portata media giornaliera rispettivamente di 216 e 331 m^3/s ;

4.10.2 CALIBRAZIONE DEI PARAMETRI DEL MODELLO

La calibrazione alla sezione di Macugnaga Pecetto ha permesso di fare un'analisi di dettaglio relativa alla stima del quantitativo idrico di fusione del ghiaccio e della neve, pertanto alla sezione di Ceppo Morelli verranno calibrati i soli parametri che influiscono sul "timing", cioè i due parametri del modello di Nash e le due costanti di invaso.

Per fare ciò si sceglie una finestra di calibrazione, in questo caso l'anno idrologico 2006/2007, viene assegnato un range plausibile di variabilità dei parametri e dopo averne definito tutte le permutazioni, si sceglie quella quaterna che fornisce il valore di *RMSE* minimo tra quelli calcolati.

I parametri ottenuti sulla base di questa procedura sono riportati nella *Tabella 4-XIV*:

PARAMETRO	VALORE
$n [-]$	0.45
$k [giorni]$	6.80
$k_{ice} [giorni]$	2.4
$k_{Base} [giorni]$	14.2

Tabella 4-XIV. Valori dei parametri calibrati relativi alla sezione di Ceppo Morelli.

Tali parametri verranno poi mantenuti costanti in fase di validazione del modello per verificare la capacità dello stesso di riprodurre correttamente il valore della portata entrante alla diga per un periodo più lungo (2006/14).

4.10.3 VALIDAZIONE MEDIANTE I DATI IN DIGA

I parametri calibrati nella fase precedente vengono mantenuti costanti al fine di simulare la portata alla sezione di chiusura presso l'invaso di Ceppo Morelli e confrontarla con l'idrogramma ricostruito sulla base dei livelli idrometrici e della portata derivata in diga.

Il periodo scelto va dal 1 gennaio 2006 al 30 giugno 2014, sia per le caratteristiche di affidabilità del dato citato in precedenza, e sia perchè il periodo si sovrappone solo in parte alla finestra di calibrazione dei parametri di fusione glaciale eseguita a Macugnaga Pecetto (2003/2009). Nella *Figura 4-XXII* si riporta

l'idrogramma simulato confrontato con quello ricostruito a partire dai dati in diga che d'ora in avanti verrà chiamato idrogramma osservato:

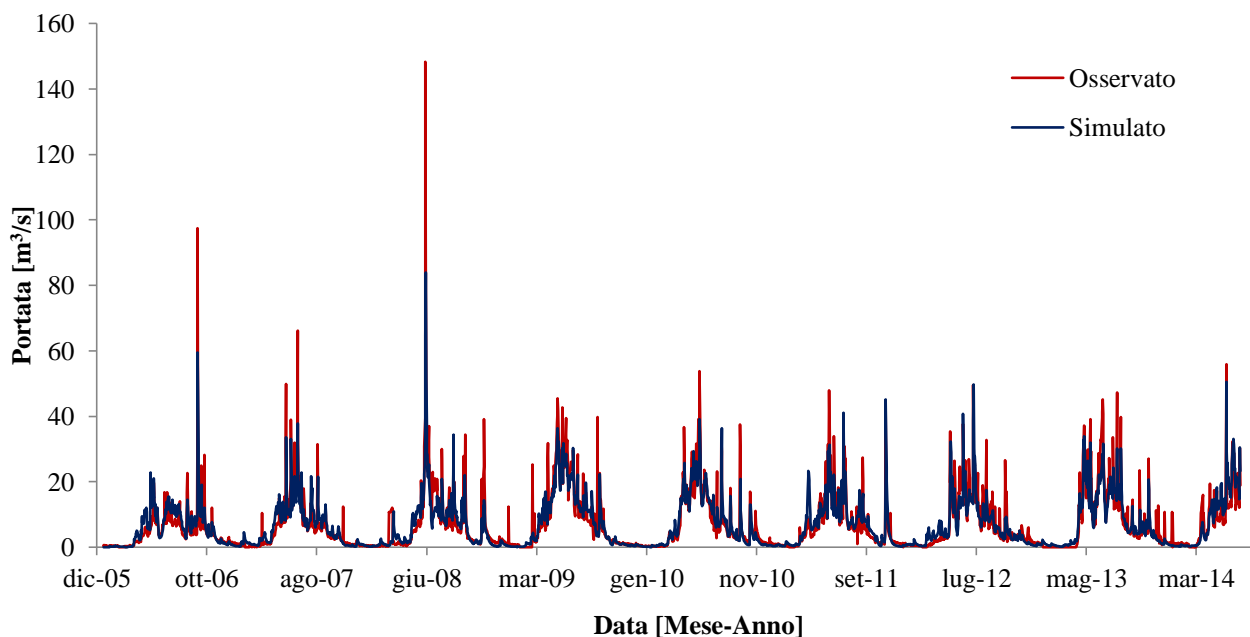


Figura 4-XXII. Confronto tra portata simulata e osservata all'ingresso della diga.

In generale si osserva una buona corrispondenza tra i due idrogrammi, le criticità nella simulazione riguardano gli eventi di piena in cui la portata è fortemente sottostimata. Ciò può essere dovuto al fatto che l'unico input in ingresso al modello è la precipitazione a Macugnaga Pecetto la quale è considerata costante sull'intero bacino. Sicuramente la valutazione è influenzata dalle semplificazioni effettuate per la ricostruzione dell'idrogramma in ingresso alla diga, tuttavia esse sono state suggerite dai gestori dell'impianto, pertanto si ritengono oggettive e non ci sono motivi per credere che abbiano favorito o meno la corretta ricostruzione della portata da parte del modello.

A conferma di ciò riportiamo uno *scatterplot* fra portata osservata e simulata:

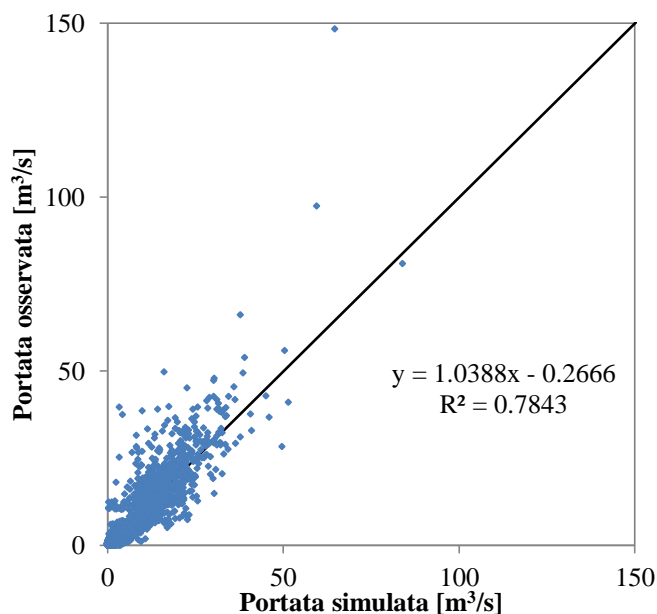


Figura 4-XXIII. Portata osservata vs portata simulata dal modello a Ceppo Morelli.

Il valore di R^2 è pari a 0.78, pertanto si può affermare che ci sia una buona corrispondenza a livello globale, mentre l'intercetta negativa e il coefficiente angolare superiore all'unità confermano quanto detto in precedenza. Nella *Tabella 4-XV* si riportano gli indici di affidabilità del modello e l'errore commesso nella stima del volume:

ANNO IDROLOGICO	RMSE [m ³ /s]	NSE [-]	Dv [%]
2006/2007	3.837	0.744	-4.883
2007/2008	6.035	0.726	5.288
2008/2009	4.426	0.808	7.327
2009/2010	2.874	0.892	-1.093
2010/2011	3.975	0.713	-1.866
2011/2012	3.912	0.778	3.691
2012/2013	3.771	0.854	5.704
2006/2014	4.180	0.783	-0.016

Tabella 4-XV. Indici di efficienza del modello per la sezione di Ceppo Morelli.

Di primaria importanza in questo studio è la quantificazione del volume annuo disponibile, sia per il bilancio idrologico in sé, sia perché l'acqua viene derivata e utilizzata per la produzione idroelettrica dalla centrale di Battiglio; in particolare la produzione di energia é fortemente influenzata sia dal quantitativo, che dalla fruibilità temporale della risorsa idrica stessa.

In *Figura 4-XXIV* si riporta il confronto tra il volume osservato e simulato:

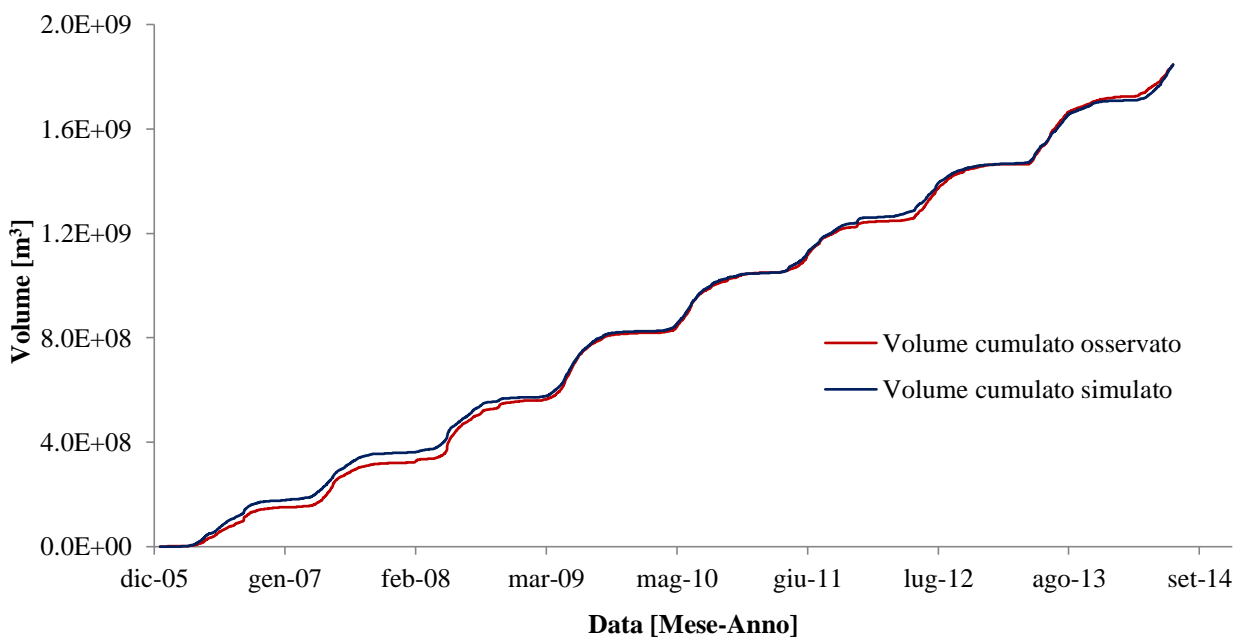


Figura 4-XXIV. Confronto tra i volumi cumulati alla sezione di Ceppo Morelli.

L'errore volumetrico nel periodo 2006-2014 è pressoché nullo, con un andamento del volume cumulato che sembra essere rappresentativo del regime idrologico del torrente Anza anche per la sezione di chiusura di

Ceppo Morelli. Si sottolinea che tali valori sono ottenuti mantenendo costanti i parametri di fusione di neve e ghiaccio, non soggetti quindi a calibrazione.

Nonostante l'incertezza nella ricostruzione del dato di portata in ingresso alla diga e l'utilizzo di un modello concettuale di tipo concentrato basato su un sola stazione di misurazione dell'input meteorologico, i risultati dal punto di vista quantitativo sembrano essere soddisfacenti.

Si riportano nella *Figura 4-XXV* i vari contributi che contribuiscono al deflusso idrico alla sezione di chiusura in termini di volume cumulato:

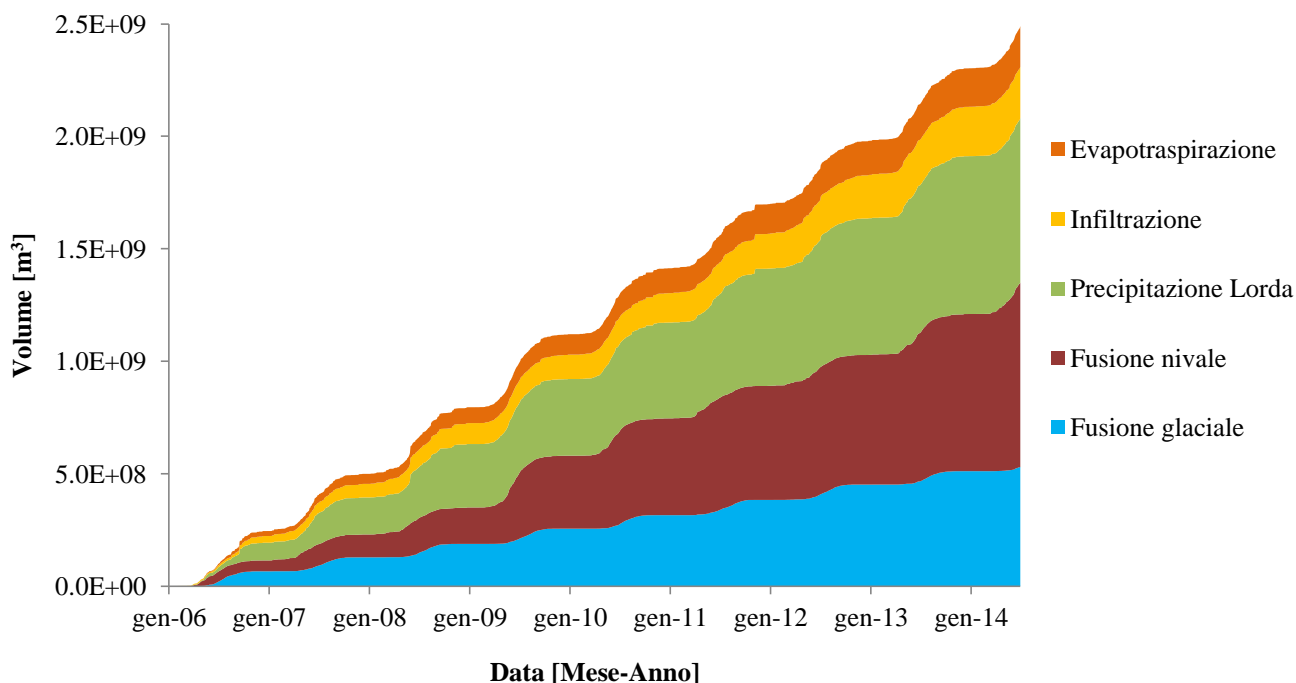


Figura 4-XXV. Suddivisione del volume in input al modello nelle sue principali componenti.

Come si può notare dalla *Figura 4-XXV*, a differenza della sezione di Macugnaga Pecetto posta immediatamente a valle della lingua glaciale, la componente di fusione nivale a livello quantitativo è simile al contributo di fusione glaciale, anche se si evidenziano due tempistiche diverse nella formazione del deflusso: dapprima la fusione della neve e successivamente quella del ghiaccio.

Complessivamente la fusione nivale e glaciale contribuiscono a più del 60% del deflusso in corrispondenza della sezione di chiusura, rispettivamente per il 25 e il 39%; questo certifica l'importanza delle riserve idriche stoccate nei ghiacciai e dell'accumulo nevoso stagionale.

Maggiore importanza assume in questo caso la precipitazione liquida, poiché l'area drenata è circa tre volte superiore a quella di Pecetto e gran parte di questa si trova a quote tra i 700 e i 1300 m, in modo particolare essa è responsabile dei principali eventi di piena primaverili e autunnali che costituiscono il 35% dell'input idrologico.

I due contributi minori risultano essere quelli di infiltrazione, a causa dell'acclività dei versanti e del modesto spessore dei sedimenti nella parte superficiale del terreno, e quello relativo all'evapotraspirazione a causa del clima rigido e della scarsa presenza di vegetazione. L'evapotraspirazione è pari al 20% della precipitazione liquida, in linea con i 280 mm/anno medi calcolati per il bacino del torrente Anza, mentre l'infiltrazione è stimata essere il 15% della precipitazione lorda in ingresso.

4.11 CONCLUSIONI

Nel presente capitolo si è utilizzato il modello concettuale descritto nel capitolo 3 al fine di riprodurre la portata del torrente Anza in corrispondenza di due sezioni del corso idrico stesso, la prima sotto la lingua del ghiacciaio del Belvedere mentre la seconda presso l'invaso di Ceppo Morelli.

Lo studio dettagliato del bacino in alta quota e la correzione del dato pluviometrico in input, hanno permesso la stima del *degree day factor* della neve da misure di altezze di neve, mentre le misure idrometriche a Pecetto hanno contribuito alla stima del fattore di fusione del ghiaccio.

Dopo aver verificato la capacità del modello di riprodurre correttamente la portata in tale sezione, si è passati allo studio di un bacino idrografico che comprende quello precedentemente descritto ponendo la sezione di chiusura presso l'invaso di Ceppo Morelli.

In una prima fase si è resa necessaria l'elaborazione dei dati forniti da Edison al fine di ricostruire la portata in ingresso alla diga sulla base del bilancio idrico in corrispondenza dell'invaso stesso. Partendo da misure di livello in diga e mediante la curva dei volumi di invaso, si è ricostruito la variazione giornaliera del volume idrico che, associata alla portata derivata dall'impianto e alla portata in uscita dagli scarichi di superficie e di mezzofondo, hanno permesso di definire indirettamente la portata del torrente Anza.

Lo studio del bacino presso la diga di Ceppo Morelli ha un duplice interesse: innanzitutto lo scopo è quello di utilizzare i dati in diga per un'ulteriore validazione del modello stesso su un intervallo temporale più lungo e, secondariamente, perché si vuole quantificare l'importanza dei contributi di fusione nivale e glaciale all'interno del deflusso idrico, il quale viene sfruttato per la produzione di energia idroelettrica.

Dai risultati ottenuti possiamo concludere che:

- Il modello, pur essendo concettuale e di tipo concentrato sembra essere in grado di riprodurre con buona approssimazione la portata nelle due sezioni di chiusura interessate. In particolare i risultati sono migliori in termini volumetrici, mentre i picchi di piena a volte risultano essere sottostimati;
- L'utilizzo di due sezioni di chiusura diverse permette di verificare che il modello tenga conto di tutti i contributi idrologici principali in maniera adeguata, sia in termini volumetrici che dal punto di vista del ritardo temporale con il quale giungono alla sezione di chiusura;
- Il regime idrologico è correttamente simulato per un periodo abbastanza lungo: la fase di validazione del modello riguarda gli anni dal 2003-2009 per Macugnaga Pecetto, mentre il periodo 2006-2014 per quella di Ceppo Morelli. Nel secondo caso la valutazione delle prestazioni del modello è influenzata dalla corretta ricostruzione dell'idrogramma in ingresso alla diga, procedura afflitta da notevole incertezza, ma suggerita dai tecnici che gestiscono l'impianto e pertanto ritenuta essere valida ed oggettiva.

Dal punto di vista idrologico invece:

- Si assiste alla presenza di eventi di piena importanti, legati più prettamente alla dinamica di precipitazione liquida in primavera e in autunno, a causa delle caratteristiche climatiche e della posizione geografica della valle Anzasca. Ciò si osserva maggiormente nella sezione di valle dove la

dinamica sembra essere maggiormente impulsiva, anche se il bacino è caratterizzato da un'area drenata 3 volte superiore rispetto al bacino di monte.

- Entrambi i bacini risultano essere dominati dalle dinamiche di fusione glaciale e nivale, tuttavia il loro contributo in termini percentuali è differente nella sezione di monte rispetto a quella di valle. A Macugnaga Pecetto più della metà del volume idrico che giunge alla sezione di chiusura è da imputare alla componente glaciale, mentre la restante parte è suddivisa tra fusione nivale e precipitazione liquida.

Se ci si sposta nella sezione di Ceppo Morelli, la componente dominante è quella dovuta alla fusione nivale che contribuisce per il 40% in termini volumetrici, seguita di pari passo dalla precipitazione liquida, mentre il rimanente 20% è dovuta alla fusione glaciale. Questo è dovuto al fatto che ad un aumento dell'area drenata non corrisponde un aumento della superficie coperta dai ghiacci, i quali occupano principalmente la sola parete Est del Monte Rosa.

Di primaria importanza per una corretta stima del regime idrologico del torrente Anza risultano essere: la corretta quantificazione dell'accumulo nevoso stagionale, il volume idrico immagazzinato sottoforma di ghiaccio e la loro conversione in deflusso idrico attraverso il *degree day factor*.

Infatti il ghiacciaio è una riserva idrica che alimenta il torrente nella sola stagione estiva, mentre l'accumulo nevoso è funzione della variabilità pluviometrica e climatica stagionale e contribuisce al deflusso in tarda primavera ed estate a seconda del quantitativo accumulato in inverno.

5. MODELLO HBV-EC

Nei seguenti paragrafi verrà presentato un modello afflussi-deflussi molto utilizzato in campo idrologico da ricercatori di tutto il mondo, l'HBV (Hydrologiska Byråns Vattenbalansavdelning) nella versione sviluppata dal National Research Council canadese.

Tale modello verrà utilizzato per la stima della portata alla sezione di chiusura di Macugnaga-Pecetto e di Ceppo Morelli, ed i suoi risultati verranno confrontati con quelli ottenuti dal modello concettuale presentati nel capitolo 4. L'obiettivo è quello di verificare che le simulazioni eseguite non siano modello-dipendenti ma i risultati trovati possano essere considerati validi a livello generale, dimostrando che la loro incertezza sia legata prevalentemente alla variabilità climatica della regione piemontese.

5.1 DESCRIZIONE MODELLO HBV-EC

Il modello HBV è stato sviluppato a partire dal 1976 da Bergstrom, tuttavia ne esistono diverse versioni che sono state implementate da altri gruppi di ricerca, sia in Europa, che negli Stati Uniti. La versione utilizzata per il presente studio è quella sviluppata dal National Research Council Canadese, validata in recenti studi riguardanti bacini idrografici con elevata copertura glaciale e importante accumulo nevoso stagionale.

L'HBV-EC è un modello afflussi-deflussi definito dagli stessi autori come semi-distribuito e concettuale, il primo aggettivo indica come si possa tenere conto di diversi aspetti morfologici e della variabilità altimetrica del territorio, mentre il secondo sottolinea il fatto che la schematizzazione del deflusso è di tipo concettuale e la modellazione dei processi fisici è parametrica.

Per minimizzare il costo computazionale, il modello si basa sul concetto di “grouped response units”, cioè le celle aventi le stesse caratteristiche altimetriche, la stessa pendenza, orientazione e copertura del suolo, vengono considerate uniformi nella loro risposta idrologica.

Nel modello le celle vengono definite a seconda di quattro tipi di uso del suolo: aree aperte, foreste, specchi d'acqua e ghiacciai. Per rappresentare i gradienti altimetrici e orizzontali, il bacino viene suddiviso in differenti zone climatiche, ognuna delle quali è associata ad un'unica stazione meteorologica che definisce le variabili in input. Il deflusso alla sezione di chiusura è modellato in modo diverso a seconda della classificazione delle celle: per i GRU (grouped response units) non caratterizzati da ghiaccio, il routing è descritto da una risposta lenta ed una veloce, mediante due serbatoi, mentre nel caso di area coperta da ghiaccio, la fusione glaciale alimenta un terzo serbatoio. Pertanto la portata alla sezione di chiusura sarà la somma di questi tre termini:

$$Q_{tot} = Q_F + Q_S + Q_G$$

Nei paragrafi successivi, si definiranno in maniera dettagliata i processi fisici descritti all'interno del modello, con i relativi parametri e range di variabilità che permettono di calcolare la portata alla sezione di chiusura.

5.2 DATI IN INPUT

Il modello è detto semi-distribuito in spazio poiché è possibile tenere conto delle principali caratteristiche morfologiche del bacino, ricavate dal modello digitale del terreno. Infatti, dopo aver definito la sezione di chiusura, è possibile ricavare il reticolo idrografico e assegnare le seguenti caratteristiche ad ogni pixel:

- Orientamento: influenza il tasso di fusione della neve;
- Pendenza: è utilizzata per correggere il *degree day* della neve ed è correlata alla rapidità della trasformazione dell'afflusso in deflusso;
- Uso del suolo: ogni pixel è classificato secondo quattro categorie: laghi, suolo libero, suolo coperto da vegetazione e superficie coperta da ghiaccio. Questo permette di tenere conto dell'intercettazione vegetale e dell'effetto protettivo della stessa sulla neve, oltre che della diminuzione del tasso di ablazione del ghiaccio in funzione dell'altezza di neve che lo ricopre.
- Quota altimetrica media: il bacino idrografico viene suddiviso in un certo numero di fasce altimetriche definite dall'utente, pertanto, le celle appartenenti ad una generica fascia altimetrica, saranno caratterizzate da una quota pari alla quota media della fascia stessa.

Inoltre, in input il modello richiede misure a risoluzione giornaliera di temperatura e precipitazione e la stima dell'evapotraspirazione potenziale, a livello mensile o a livello giornaliero. Possono essere inserite più stazioni di misura e, mediante procedura di distribuzione spaziale del dato, può essere definito un campo di precipitazione e temperatura.

5.3 SUDDIVISIONE DEL BACINO IN FASCE ALTIMETRICHE

Il bacino idrografico viene suddiviso in fasce altimetriche, che possono essere definite dall'utente a seconda delle caratteristiche del bacino in esame. Dovranno essere definite un maggior numero di fasce in un bacino avente una forte escursione altimetrica, poiché tali regioni sono dominate dalla variabilità della temperatura con la quota.

La suddivisione altimetrica del bacino permette di tenere conto di:

- Incremento della precipitazione all'aumentare della quota: mediante un parametro di scala è possibile definire il tasso di aumento della precipitazione giornaliera a causa dell'effetto topografico tipico delle aree montane.

$$P(z) = P[1 + PC(z)(z - z_{Rif})]$$

Dove il parametro correttivo $PC(z)$ è a sua volta funzione della quota, poiché è possibile definire un gradiente variabile a partire da una certa quota predefinita. Tipicamente si definisce un valore di quota massimo oltre il quale non si assiste ad un ulteriore incremento della precipitazione, altrimenti si potrebbe incorrere in una sovrastima dell'apporto liquido.

- Diminuzione della temperatura media all'aumentare della quota: si definisce un valore costante del *temperature lapse rate*, che modifica il valore di temperatura alla generica fascia altimetrica:

$$T(z) = T \cdot [1 - TLR \cdot (z - z_{Rif})]$$

Dove:

- il TLR è suggerito essere compreso nell'intervallo $0.6-1^\circ\text{C}/100\text{ m}$;
 - per z_{Rif} si intende la quota della stazione meteorologica di misura delle variabili climatiche fornite in ingresso al modello;
 - z è la quota media della generica fascia altimetrica in cui è diviso il bacino idrografico;
- Diminuzione dell'evapotraspirazione potenziale all'aumentare della quota: nelle aree montane si è osservato come le rigide temperature, oltre a fattori morfologici, portino ad un decremento dell'evapotraspirazione potenziale, che nel modello è riassunta nel parametro $ECALT$:

$$ETP(z) = ETP \cdot [1 - ECALT \cdot (z - z_{Rif})]$$

I valori tipici di tale parametro sono dell'ordine di -0.0005 per metro.

Nella *Figura 5-1* si riassume quanto esposto sino ad ora:

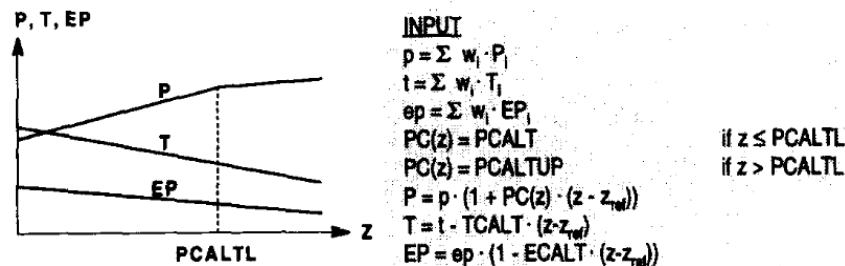


Figura 5-1. Gradiente altimetrico per precipitazione, evapotraspirazione, temperatura.

5.4 PARTIZIONE SOLIDO/LIQUIDA DELLA PRECIPITAZIONE

La precipitazione alla generica fascia altimetrica in cui è diviso il bacino in esame, è classificata come nevosa o liquida sulla base della temperatura. In particolare è possibile definire un range all'interno del quale l'evento di precipitazione è classificato come misto:

$$P = \begin{cases} \text{se } T(z) \geq TT + \frac{TTI}{2}: RF(Rainfall) = P \cdot PSFC \\ \text{se } T(z) \leq TT + \frac{TTI}{2}: SF(Snowfall) = P \cdot SFSC \end{cases}$$

Dove:

- TT è il valor medio della soglia di partizione solido/liquida, il valore di default è pari a 0°C ;
- TTI indica l'ampiezza del range all'interno del quale la precipitazione è considerata mista; gli autori considerano di inserire un intervallo di larghezza pari a 2°C ;
- PSFC e SFCF sono rispettivamente i fattori moltiplicativi della frazione di precipitazione liquida e di quella solida; il loro valore è maggiore di 1 se si riscontra la presenza dell'undercatch strumentale, che può essere diverso nel caso di evento solido o liquido. Tale fattore è definito indipendentemente dalla fascia di quota;
- Nel caso di evento misto la frazione solida varia linearmente all'interno dell'intervallo precedentemente definito;

5.5 FUSIONE NIVALE E RICONGELAMENTO

La fusione nivale viene calcolata mediante l'approccio detto del *degree day*, che stima il tasso giornaliero di fusione secondo la definizione:

$$MELT = MF \cdot [T(z) - TTM]$$

Dove:

- MF è il fattore di fusione, in $\text{mm/giorno}^{\circ}\text{C}$, con andamento sinusoidale, avente un minimo il 21 dicembre e un massimo il 21 giugno. Nel modello sviluppato dall'ente di ricerca canadese, esso è funzione delle caratteristiche morfologiche secondo la definizione:

$$MF = MF_{FLAT} \cdot [1 - AM \cdot \text{sen}(s) \cdot \text{cos}(b)] \cdot MRF$$

Nella formula:

- MF_{FLAT} è il fattore di fusione per terreni pianeggianti;
 - s rappresenta la pendenza locale;
 - b è l'orientazione della singola cella;
 - AM è un fattore che varia tra 0 e 1, che rappresenta il fattore di riduzione morfologico;
 - MRF è il fattore di riduzione della fusione nivale nelle aree coperte da foresta;
- TTM è la temperatura di soglia oltre la quale si manifesta la fusione. Il valore suggerito dagli autori è pari a 0°C .

Tale valore di fusione è potenziale poiché è limitato dalla presenza di un tale accumulo nevoso (espresso dall'equivalente idrico nivale al generico giorno di simulazione), e si calcola nel caso in cui la temperatura dell'aria sia superiore alla temperatura di soglia.

Nel caso in cui la temperatura sia inferiore al valore di soglia, avviene il ricongelamento, stimato secondo la definizione:

$$REFR = CFR \cdot MF \cdot [T(z) - TTM]$$

Dove CFR è il fattore di refreezing che lega il tasso di ricongelamento a quello di fusione. Gli autori suggeriscono un tasso massimo di ricongelamento pari a $2 \text{ mm/giorno}^\circ\text{C}$. Il ricongelamento diurno non può superare la frazione liquida della neve stoccata al generico giorno di simulazione.

Pertanto il bilancio dell'equivalente idrico nivale sarà dato da:

$$\begin{cases} \text{se } WC < WHC \cdot SP: WC = WC + MELT + REFR \\ \text{se } WC \geq WHC \cdot SP: IN = MELT + RF \end{cases}$$

L'acqua non è rilasciata dall'accumulo nevoso finché non è raggiunta la soglia di massima capacità di ritenzione dell'acqua da parte della neve, stimata come prodotto tra la *water holding capacity* (WHC) e l'accumulo nevoso giornaliero SP .

Nella *Figura 5-II* si riportano le grandezze appena definite:

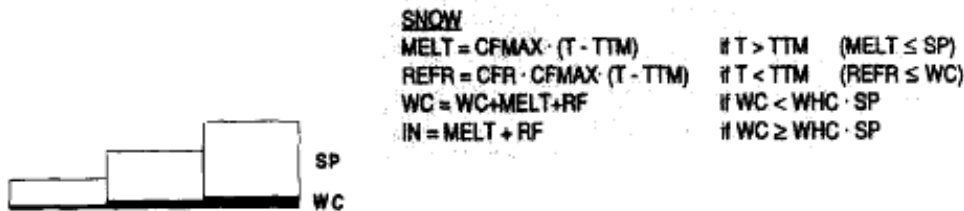


Figura 5-II. Equazioni che descrivono il comparto nivale.

Il modello è detto semi-distribuito poiché, dall'analisi del modello digitale del terreno, è possibile classificare i pixels secondo la mappa di uso del suolo citata in precedenza e tenere conto che la superficie ghiacciata inizierà a cedere acqua solamente dopo che la neve al di sopra di essa sarà completamente esaurita.

5.6 BILANCIO IDRICO NEL SUOLO

La precipitazione liquida e la fusione nivale in eccesso rispetto alla capacità di ritenzione della neve (WR), vanno ad alimentare il comparto del bilancio idrico nel suolo; il quantitativo idrico di acqua nel suolo viene confrontato con la capacità di ritenzione idrica del suolo stesso per definire il deflusso.

In particolare, l'umidità del suolo è modellata separatamente a seconda della tipologia di suolo, distinguendo fra area aperta e superficie coperta da foreste.

L'ammontare del quantitativo idrico percolato attraverso il suolo che forma il runoff (RO) è calcolato come:

$$RO = \begin{cases} \text{se } SM < FC: RO = WR \cdot \left(\frac{SM}{FC}\right)^\beta \\ \text{se } SM \geq FC: RO = WR \end{cases}$$

Dove:

- *SM*: rappresenta l'accumulo liquido nel suolo, funzione della quota e della classe d'uso del suolo;
- *FC*: è la capacità di campo del suolo, suggerita essere pari a 200 mm;
- β : è un parametro di calibrazione del modello;

Se l'umidità del suolo *SM* è superiore alla capacità di campo, l'intero quantitativo idrico in ingresso al suolo stesso andrà a formare il deflusso. In caso contrario, il deflusso sarà una frazione della quantità idrica derivante da fusione e precipitazione, secondo il rapporto $(SM/FC)^\beta$, dove β è un parametro di calibrazione.

5.7 EVAPORAZIONE

Analogamente a quanto definito per il runoff, l'evaporazione è funzione dell'evapotraspirazione potenziale, che viene stimata a priori e fornita in ingresso al modello sulla base delle osservazioni di lungo periodo:

$$EP = \begin{cases} \text{se } SM \leq LP: EP = ETP \left(\frac{SM}{LP}\right) \\ \text{se } SM > LP: EP = ETP \end{cases}$$

Dove:

- *SM*: rappresenta l'accumulo di umidità del suolo;
- *LP*: è un valore limite al di sotto del quale l'evaporazione è limitata; tale valore è suggerito essere pari al 70% della capacità di campo, cioè mediamente pari a 140 mm;

L'evapotraspirazione viene calcolata solamente per le celle classificate come "suolo nudo" e nel caso in cui la copertura nevosa sia completamente scomparsa. Il valore di evapotraspirazione potenziale deve essere fornito in input al modello e calcolato mediante le temperature medie di lungo periodo; dagli autori viene suggerito di utilizzare o la formula di Penman o quella di Thornthwaite.

5.8 FUSIONE GLACIALE

La caratteristica di essere un modello semi-distribuito in spazio fa sì che, se una cella del dominio è classificata come appartenente ad un apparato glaciale, il deflusso è calcolato in modo diverso a seconda dell'accumulo nevoso al di sopra di quella cella: il deflusso da fusione glaciale sarà calcolato solo nel caso in

cui la neve accumulata in inverno si è totalmente fusa. In caso contrario, il deflusso verrà calcolato come se la cella fosse classificata come “suolo nudo”, con le equazioni di bilancio descritte in precedenza.

Nel caso di accumulo nevoso completamente esaurito, la fusione glaciale viene calcolata, secondo l’approccio del *degree day* come:

$$MELT_G = MRG \cdot MF \cdot [T(z) - TTM]$$

Cioè il coefficiente di fusione giornaliero del ghiaccio è funzione di quello della neve (*MF*), amplificato dal coefficiente *MRG*, che tiene conto del minor albedo del ghiaccio rispetto a quello della neve.

Ogni “glacier unit” è modellata mediante un invaso lineare, il quale è alimentato dal quantitativo idrico di fusione, unito alla precipitazione liquida. Pertanto il deflusso è calcolato secondo la definizione:

$$Q_G = KG \cdot S$$

Dove:

- *S* è l’equivalente idrico stoccato al generico giorno di simulazione, nel serbatoio che rappresenta il ghiacciaio;
- *KG* è il coefficiente di deflusso, funzione parametrica dello snow water equivalent:

$$KG = KG_{MIN} + dKG \cdot e^{-AG \cdot SWE}$$

- *KG_{MIN}* è il coefficiente di deflusso minimo, che rappresenta le condizioni di forte innevamento e sistema di drenaggio sub e supra-glaciale scarsamente sviluppato. Il valore suggerito dagli autori è pari a 0.05;
- *KG_{MIN} + dKG* è il coefficiente di deflusso massimo, che rappresenta le condizioni estive di ghiaccio scoperto e sistema di drenaggio completamente sviluppato. Il valore massimo di incremento suggerito dagli autori è pari 0.01;
- *AG* è un parametro di calibrazione che agisce sulla decrescita del coefficiente di deflusso;
- *SWE* è l’equivalente idrico nivale al generico giorno di simulazione per la generica cella di ghiaccio. Il coefficiente di deflusso è funzione dell’accumulo nevoso al di sopra della generica cella di ghiacciaio, lo *SWE* infatti viene utilizzato per modulare l’efficienza di drenaggio del ghiacciaio in funzione della stagione.

Nel modello l’area e il volume del ghiaccio rimangono costanti in fase di simulazione, pertanto è possibile fare simulazioni solamente in stato stazionario in funzione di una classificazione delle celle invariante nel tempo.

5.9 DEFLUSSO

Il runoff totale, somma del bilancio idrico nel suolo per aree aperte e aree coperte da vegetazione, è l'input al cosiddetto deflusso veloce e al deflusso lento. La ripartizione tra queste due componenti è modulata attraverso il coefficiente f , come mostrato nella *Figura 5-III*:

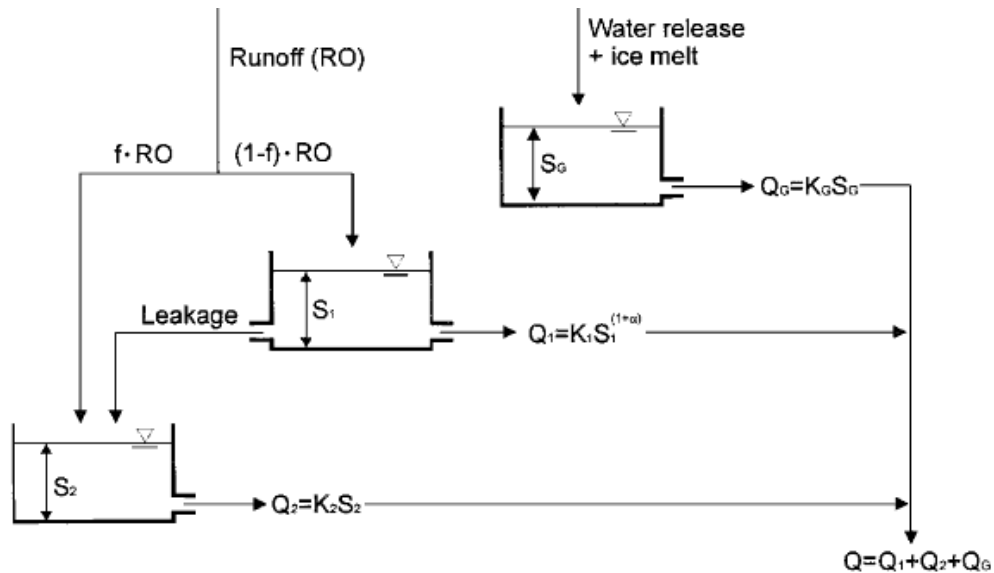


Figura 5-III. Definizione del deflusso alla sezione di chiusura. (Q_1 coincide con Q_F , mentre Q_2 coincide con Q_S)

Dove il deflusso veloce è definito come:

$$Q_F = K_F \cdot S_F^{1+\alpha}$$

Nell'espressione:

- K_F rappresenta il coefficiente di deflusso dal serbatoio che ne modula l'intensità. Aumentando il valore di questo coefficiente si aumenta il deflusso in corrispondenza degli eventi liquidi. Il valore suggerito dai ricercatori dell'NRC è pari a 0.2;
- α agisce sulla rapidità del deflusso stesso. Il valore suggerito è pari a 0.1;

Entrambe le costanti sono parametri di calibrazione del modello in quanto non hanno uno specifico significato fisico.

Il deflusso lento, modellato mediante un semplice invaso lineare è calcolato come proporzionale al quantitativo idrico S_S , stoccato nel serbatoio 2:

$$Q_S = K_S \cdot S_S$$

Tipicamente il parametro K_S è calibrato sui rami di decrescita e flusso di base dell'idrogramma, poiché questa componente è soggetta ad un maggior tempo di permanenza nel sottosuolo. Il valore iniziale suggerito dagli autori è pari a 0.05.

Per definire la portata alla sezione di chiusura andrà sommato a questi due contributi il deflusso derivante dalla fusione glaciale:

$$Q_{tot} = Q_F + Q_S + Q_G$$

In *Figura 5-III* è indicato anche il *coefficiente di Leakage* f che descrive la possibilità di modellare il bacino mediante due serbatoi in serie oppure in parallelo; nel secondo caso non c'è scambio idrico tra la componente lenta e veloce del deflusso mentre nel primo caso si tende a considerarle interconnesse.

Il modello presentato è stato efficacemente utilizzato per lo studio idrologico di bacini idrografici sparsi in tutto il mondo, con risultati incoraggianti nella stima dei principali fenomeni fisici; è soggetto a costante sviluppo e revisione da parte dei diversi enti di ricerca che l'hanno implementato. (*Lindstrom et al. 1997*)

In particolare i principali campi di applicazione risultano essere:

- Stima del deflusso idrico invernale, specialmente in bacini di alta montagna; (*Hamilton et al. 2001*)
- Valutazione dell'influenza della diversa copertura del suolo sul regime delle portate; (*Seibert & McDonnell 2010*)
- Studio dell'influenza della riduzione della superficie ghiacciata sul deflusso idrico alla sezione di chiusura causata dal cambiamento climatico; (*Stahl et al. 2008*)
- Quantificazione del deflusso idrico derivante da fusione glaciale in bacini idrografici canadesi; (*Jost et al. 2012*)
- Stima della dinamica della neve in aree aperte oppure nel caso di parti del bacino coperte da vegetazione di alto fusto; (*Jost et al. 2012*)

Il numero modesto di dati in input da fornire al modello lo rendono particolarmente adatto per la simulazione e lo studio dei bacini idrografici scarsamente monitorati, specie quelli di alta montagna, infatti è stato validato sia in bacini himalayani che in bacini svizzeri e cinesi. Oltretutto presenta un'interfaccia grafica di immediata comprensione; l'unico inconveniente è la mancanza di un algoritmo che permetta la calibrazione del modello basata sulla minimizzazione dell'errore nella riproduzione della portata osservata, infatti è necessario definire una procedura “per tentativi” cambiando un solo parametro per volta.

5.10 CALIBRAZIONE E VALIDAZIONE

Come evidenziato in precedenza, l'HBV-EC è un modello idrologico di tipo concettuale e legato a molti parametri in ingresso, tuttavia, per evitare di forzare eccessivamente il risultato della simulazione, si utilizzano i parametri consigliati dagli autori, modificandone solo un numero ristretto. I parametri soggetti a calibrazione sono quelli che influenzano maggiormente il volume idrico alla sezione di chiusura, indicati nell'articolo di *Jost et al. (2012)*, dove viene riportato per ogni singolo parametro il coefficiente di correlazione con gli indici che descrivono l'accuratezza del modello (*Nash Sutcliffe Efficiency, errore volumetrico*). In sostanza, i parametri di calibrazione risultano essere:

- *MRG*: rapporto tra *degree day* della neve e del ghiaccio per tenere conto del minor albedo del ghiaccio rispetto a quello della neve. Valori plausibili da letteratura suggerisco un fattore di fusione del ghiaccio tra 1-20 mm/giorno°C; (Hock 2003)
- K_F : coefficiente di deflusso del serbatoio utilizzato per la modellazione della cosiddetta componente veloce. Il valore di default suggerito dagli autori è pari a 0.2;
- K_S : Coefficiente di deflusso che simula il flusso idrico nel sottosuolo, cioè la componente lenta che viene trattenuta dal suolo e rilasciata lentamente percorrendo i canali di drenaggio secondari;
- RFCF E SFCF: rispettivamente coefficiente moltiplicativo della precipitazione liquida e solida;

Siccome nel modello non è disponibile una procedura automatica di calibrazione dei parametri, ma ad ogni simulazione è necessario salvare i risultati ottenuti e calcolarsi a parte gli indici che descrivono l'accuratezza con cui il modello riproduce la portata alla sezione di chiusura, si è utilizzata la seguente procedura:

- Inizialmente si cerca una corrispondenza visiva tra idrogramma osservato e simulato;
- Nel caso di variazioni significative prodotte dalla modifica del valore di un singolo parametro si procede al calcolo dell'*RMSE*, *Indice di Nash Sutcliffe*, *deviazione volumetrica* e R^2 ;

In particolare si cercherà di ottimizzare la taratura dei parametri, tenendo conto che essi influiscono principalmente sui seguenti processi fisici:

- K_S : modula il deflusso invernale poiché va ad influire sul comparto del modello che cerca di riprodurre il graduale rilascio idrico da parte del sottosuolo e la ricarica che la falda può fornire al corso d'acqua;
- K_F : agisce sull'impulsività del sistema, un valore vicino all'unità determina una risposta rapida, correlata agli eventi meteorici principali;
- *MRG*, *RFCF*, *SFCF*: influiscono sul volume idrico di deflusso alla sezione di chiusura e vengono tarati in modo tale che nell'intero periodo di osservazione si assista alla chiusura del bilancio in termini volumetrici. Mentre il primo agirà sulla portata nei mesi estivi, il secondo incrementerà i picchi di portata associata agli eventi liquidi mentre il terzo aumenterà l'apporto nevoso.

Dopo aver definito un set di parametri che permette di ben ricostruire la portata alla sezione di chiusura, è necessario verificare che tali valori, specie se riferiti ad uno specifico parametro fisicamente basato (es. *degree day*), assumano dei valori plausibili. Pertanto è necessario definire un range di variabilità del parametro, desunto da osservazioni o misure eseguite in regioni limitrofe o simili dal punto di vista morfologico e climatico disponibili in letteratura, e appurare che il valore calibrato rientri in questo intervallo.

5.10.1 SINTESI DELLE EQUAZIONI DEL MODELLO HBV-EC

PARTIZIONE SOLIDO/LIQUIDA	$P(z) = P \left[1 + PC(z)(z - z_{Rif}) \right]$ $T(z) = T \left[1 - TLR(z - z_{Rif}) \right]$ $P = \begin{cases} \text{se } T(z) \geq TT + \frac{TTI}{2} : RF(Rainfall) = P \cdot PSFC \\ \text{se } T(z) \leq TT + \frac{TTI}{2} : SF(Snowfall) = P \cdot SFCF \end{cases}$
BILANCIO IDRICO NIVALE	$MELT = MF \cdot [T(z) - TTM]$ $MF = MF_{FLAT} \cdot [1 - AM \cdot \text{sen}(s) \cdot \cos(b)] \cdot MRF$ $REFR = CFR \cdot MF \cdot [T(z) - TTM]$ $\begin{cases} \text{se } WC < WHC \cdot SP : WC = WC + MELT + REFR \\ \text{se } WC \geq WHC \cdot SP : IN = MELT + R \end{cases}$
BILANCIO IDRICO NEL SUOLO	$WR = IN + RF$ $RO = \begin{cases} \text{se } SM < FC : RO = WR \cdot \left(\frac{SM}{FC} \right)^\beta \\ \text{se } SM \geq FC : RO = WR \end{cases}$
EVAPORAZIONE	$EP = ETP \cdot [1 - ECALT \cdot (z - z_{rif})]$ $EP = \begin{cases} \text{se } SM \leq LP : EP = ETP \cdot \left(\frac{SM}{LP} \right) \\ \text{se } SM > LP : EP = ETP \end{cases}$
DEFUSSO TOTALE E FUSIONE GLACIALE	$MELT_G = MRG \cdot MF \cdot [T(z) - TTM]$ $Q_G = KG \cdot S$ $KG = KG_{MIN} + dKG \cdot e^{-AG \cdot SWE}$ $Q_F = K_F \cdot S_F^{1+\alpha}$ $Q_S = K_S \cdot S_S$ $Q_{tot} = Q_F + Q_S + Q_G$

Tabella 5-1. Principali equazioni utilizzate nel modello HBV-EC per la simulazione del deflusso idrico alla sezione di chiusura.

6. APPLICAZIONE DEL MODELLO HBV-EC

6.1 BACINO DI MACUGNAGA PECETTO

Le caratteristiche del bacino avente sezione di chiusura posta a Macugnaga Pecetto sono state già ampiamente definite nel capitolo 4, pertanto in questa fase verrà descritta la sola fase di calibrazione e validazione del modello idrologico HBV-EC.

Per la stazione idrometrica di Macugnaga Pecetto si dispone delle misure di portata giornaliera nel periodo 1/1/2003-31/12/2009, pertanto viene scelta una finestra di calibrazione di durata pari ad un anno e i successivi anni di osservazione vengono utilizzati per la validazione del modello.

Dal modello digitale del terreno con risoluzione di 10 m è possibile definire lo spartiacque topografico e mediante la mappa di uso del suolo, definito dal progetto Corine Land Cover 2010, è possibile suddividere le celle in 4 categorie, come evidenziato dalla *Figura 6-I*:

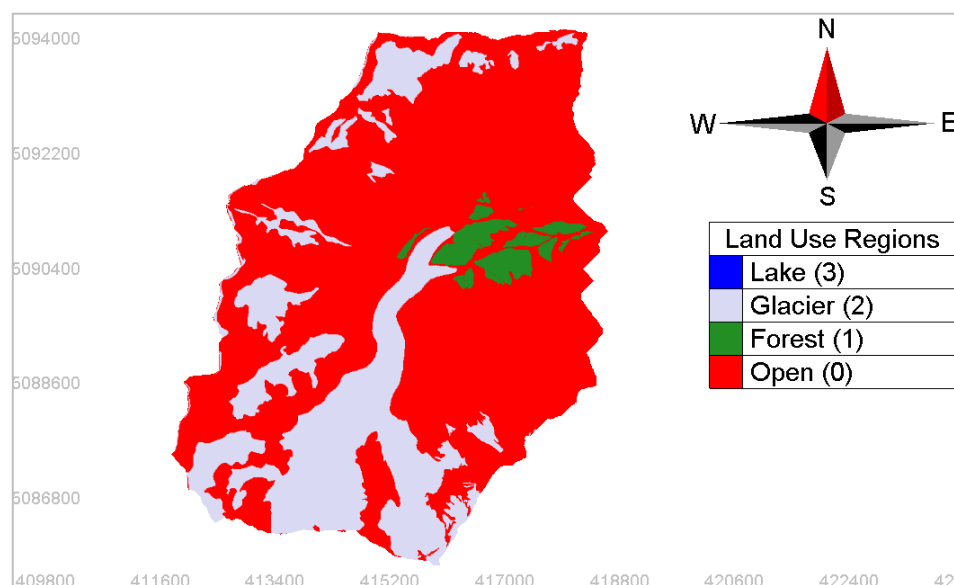


Figura 6-I. Classi di uso del suolo definite nel modello HBV-EC per il bacino di Macugnaga Pecetto.

Dalla *Figura 6-I* è immediato notare come la percentuale di superficie ghiacciata costituisca una parte considerevole del bacino, circa il 25%, mentre gli alberi di alto fusto si trovano solamente nella parte terminale della lingua del ghiacciaio; altrove il suolo è coperto da detrito, oppure da vegetazione rada o da pascoli. Successivamente si procede alla definizione della mappa dell'orientazione e della pendenza, scegliendo il numero di classi in cui si preferisce suddividere il dominio e catalogare le celle; nel caso in esame, si è optato per la suddivisione in 4 classi per l'aspect mentre 8 classi per la mappa delle pendenze:

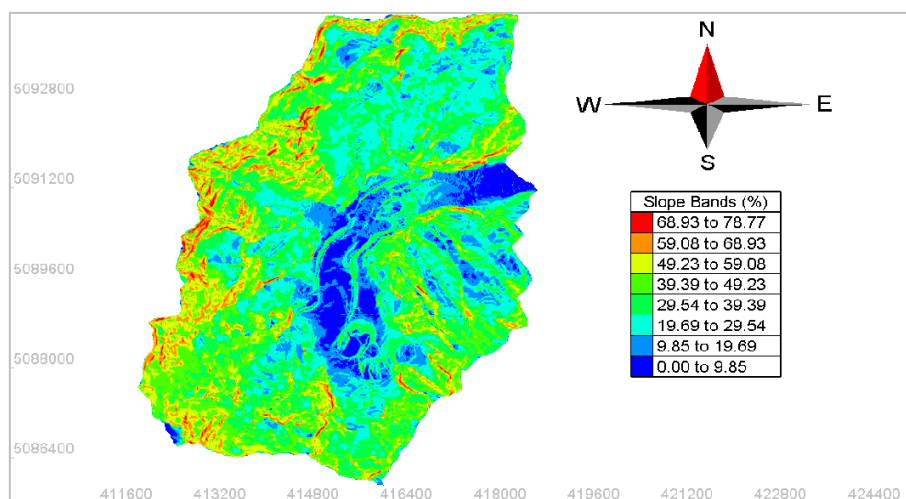


Figura 6-II. Mappa delle pendenze del bacino di Macugnaga Pecetto.

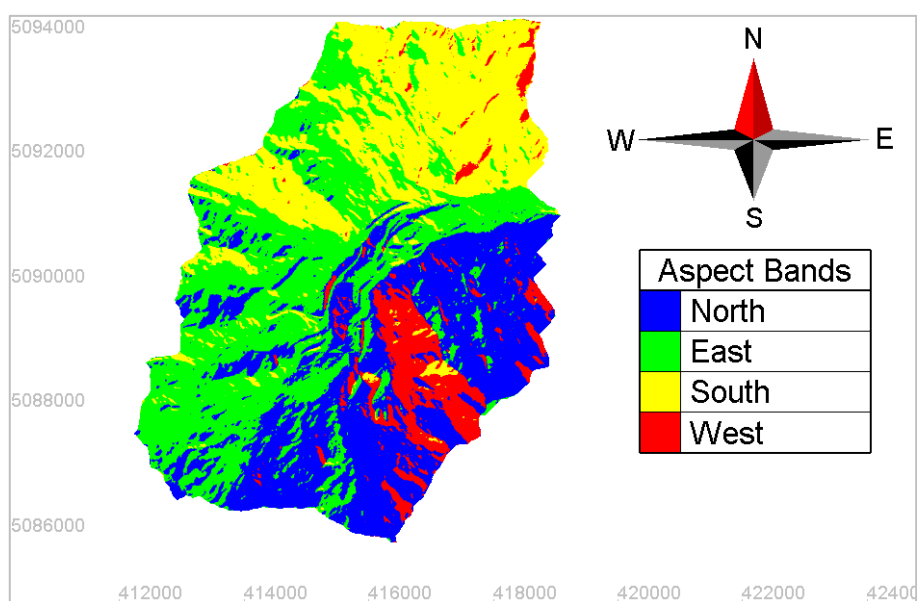


Figura 6-III. Mappa dell'orientazione del bacino di Macugnaga Pecetto.

Il bacino viene poi suddiviso in 10 fasce altimetriche per tenere conto della distribuzione non lineare dell'area drenata al variare della quota. Questo inciderà sulla temperatura media della fascia altimetrica, che viene definita in funzione della quota e considerata omogenea e rappresentativa dell'intera area centrata nella quota media medesima. Nella *Tabella 6-I*, si riportano i parametri fissati a priori e non soggetti a calibrazione; le motivazioni che spingono ad inserire tali parametri come costanti sono principalmente tre:

- Parametri come il *degree day* della neve o il *temperature lapse rate* sono stati calibrati sulla base di misure al suolo, come presentato nel capitolo 4;
- Gli altri parametri che descrivono i principali processi fisici, come ad esempio l'intercettazione vegetale, oppure la capacità di massima ritenzione idrica del suolo, vengono fissati a priori, come suggerito dagli autori poiché non si dispone di misure più approfondite per una loro taratura. Tali valori sono stati utilizzati efficacemente in bacini montani degli Stati Uniti ed austriaci, pertanto hanno

validità generale, anche se una trattazione più dettagliata dovrebbe tenere conto della loro sito-specificità qualora si avessero a disposizione delle misure di campo più approfondite.

- Utilizzare un numero molto elevato di parametri da calibrare, oltre ad aumentare il tempo richiesto per la fase di calibrazione, porterebbe presumibilmente a risultati migliori dal punto di vista della riproduzione della portata osservata, ma ciò sarebbe frutto più di un “adattamento numerico” che di un approccio fisicamente basato.

	PARAMETRO	DESCRIZIONE	VALORE
ATMOSFERICI	PGRADL [1/m]	Gradiente P liquida verticale	0
	PGRADH [%/m]	Gradiente P liquida orizzontale	0
	EMID [m]	Quota limite del gradiente di P liquida verticale	5000
	TLAPSE [°C/m]	Temperature lapse rate	0.005
	TT [°C]	Soglia partizione solido/liquida	0.7
	TTI [°C]	Range di precipitazione mista	2
	EPGRAD [1/m]	Gradiente altimetrico ETP	0.0005
	ETF [-]	Limite all'anomalia di ETP	0.5
FOREST	TFRAIN [-]	Intercettazione vegetale della P liquida	0.8
	TFSNOW [-]	Intercettazione vegetale P nevosa	0.8
	MRF [-]	Fattore di riduzione della fusione	0.7
SNOW	AM [-]	Correzione in funzione di slope e aspect	0
	TM [°C]	Temperatura di soglia per la fusione	0
	CMIN [mm/day°C]	Degree day minimo della neve	1.61
	DC [mm/day°C]	Incremento del degree day annuo	1.61
	CRFR [mm/day]	Coefficiente di refreezing	2
	WHC [-]	Water holding capacity	0.05
	LWR [mm]	Massimo contenuto idrico della neve	2500
	FC [mm]	Capacità di campo	200
	BETA [-]	Modulazione dell'infiltrazione	1
	LP [-]	Limitazione all'ETP massimo	0.7
GLACIER	AG [-]	Infiltrazione/Runoff del ghiaccio	0.05
	DKG [-]	Regolazione della velocità di deflusso	0.05
	KGMin [-]	Minimo coefficiente di deflusso	0.05
	KGRC [-]	Variazione annuale di KGMin	0.7

Tabella 6-1. Parametri definiti come costanti in input al modello idrologico HBV-EC per la sezione di Macugnaga Pecetto.

6.1.1 CALIBRAZIONE DEI PARAMETRI DEL MODELLO HBV-EC

Dopo aver definito le caratteristiche spaziali del bacino si procede alla calibrazione dei parametri, dapprima sulla finestra di calibrazione, scelta come l'anno idrologico 2003-2004, per poi utilizzare l'intera serie di misura delle portate per la fase di validazione. Di seguito si riporta il confronto tra idrogramma simulato ed osservato, al termine della fase di calibrazione:

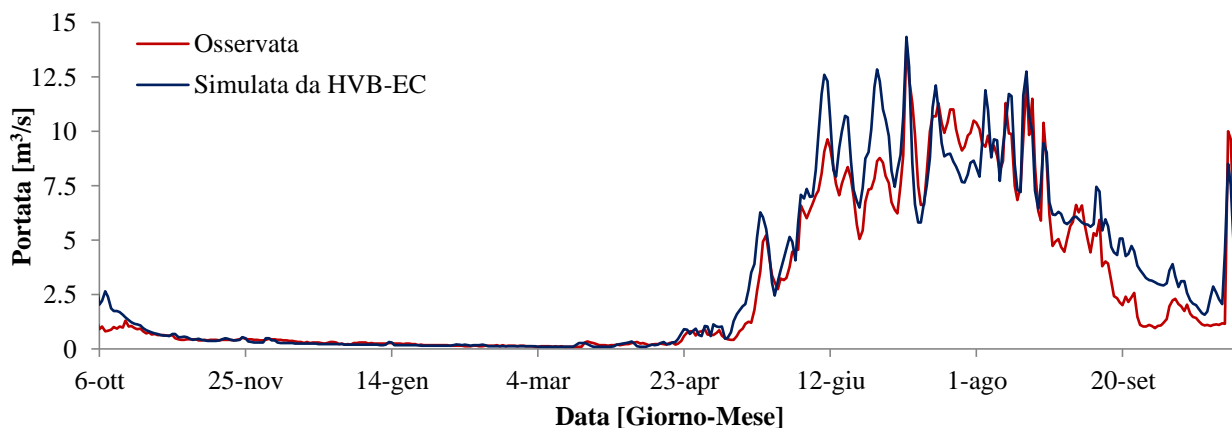


Figura 6-IV. Calibrazione del modello HBV-EC nell'anno idrologico 2006/7 per la sezione di chiusura di Macugnaga Pecetto.

I valori dei parametri che permettono di ottenere una buona corrispondenza fra portata osservata e simulata risultano essere:

PARAMETRO	DESCRIZIONE	VALORE
PSFC [-]	Fattore moltiplicativo della Precipitazione liquida	1.12
SFCF [-]	Fattore moltiplicativo della Precipitazione Nevosa	1.15
MRG [-]	Rapporto fra DDF_{ice}/DDF_{snow}	2.00
K_F [-]	Coefficiente di deflusso componente veloce	1
K_S [-]	Coefficiente di deflusso componente lenta	0.01

Tabella 6-II. Valore calibrato dei parametri del modello.

Si è reso necessario aumentare l'apporto della precipitazione in ingresso poiché da letteratura si evince che una delle difficoltà principale dei modelli HBV è quella di sottostimare il deflusso causato da precipitazioni meteoriche particolarmente intense.

6.1.2 VALIDAZIONE DEI PARAMETRI DEL MODELLO HBV-EC

Nella Figura 6-V si riporta il raffronto tra portata osservata e simulata alla sezione di chiusura di Macugnaga Pecetto per l'intero periodo di osservazione dal 1/1/2003 al 31/12/2009:

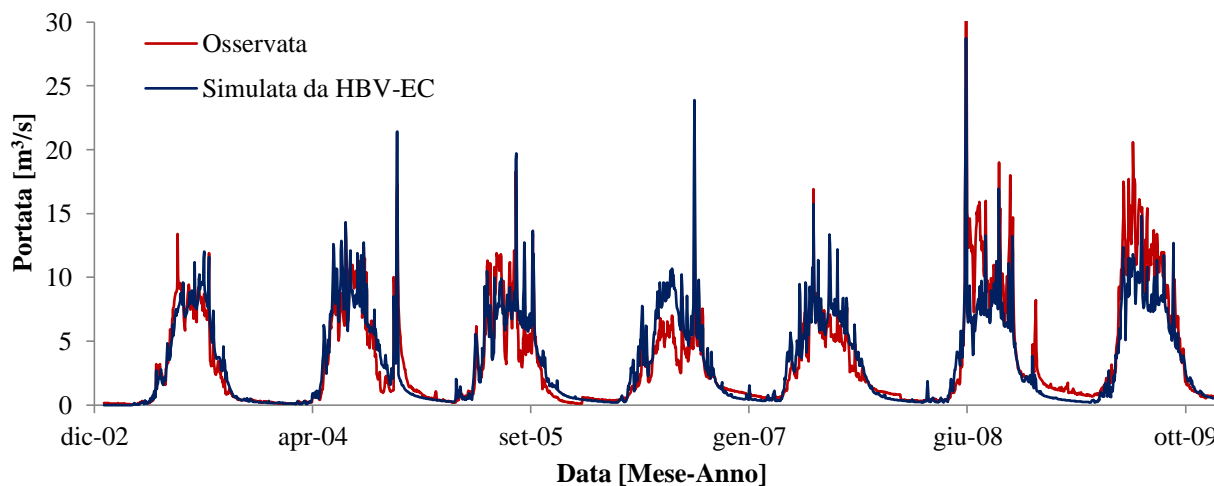


Figura 6-V. Validazione del modello HBV-EC nel periodo 1/1/2003-31/12/2009 per la sezione di Macugnaga Pecetto.

Dalla *Figura 6-V* è immediato notare che il modello è in grado di riprodurre correttamente la maggior parte degli eventi di piena primaverili e autunnali, caratterizzati da precipitazione meteoriche brevi ed intense.

I rami di decrescita sembrano coincidere per gli anni 2003, 2005, 2007 e 2009 mentre sembra essere troppo repentino il decadimento negli anni 2004 e 2008, in quest'ultimo il risultato potrebbe essere falsato dalla mancata misura di un evento di precipitazione nel mese di novembre.

Le differenze principali si riscontrano nella stagione di fusione dell'anno 2006, caratterizzato da un'anomalia termica positiva che potrebbe portare ad una eccessiva sovrastima dell'ablazione e della fusione secondo l'approccio del *degree day*, mentre si assiste ad un'importante sottostima nell'afflusso per gli anni 2008 e 2009, caratterizzati da un volume cumulato molto maggiore rispetto ai 5 anni precedenti.

Per definire in maniera quantitativa la capacità del modello HBV-EC di riprodurre la portata alla sezione di chiusura posta a Macugnaga Pecetto, si riportano, per ogni anno idrologico, l'*RMSE*, il *Nash Sutcliffe Efficiency* e la *deviazione volumetrica annua*, come definiti nel capitolo 3:

ANNO	RMSE [m ³ /s]	NSE [-]	D _V [%]
2003/04	1.106	0.905	-13.69
2004/05	1.708	0.783	-0.72
2005/06	1.903	0.297	-52.90
2006/07	1.319	0.719	-19.09
2007/08	2.297	0.822	20.80
2008/09	2.286	0.802	28.76
2003/09	1.730	0.816	0.90

Tabella 6-III. Parametri descrittivi dell'efficienza del modello per la sezione di Macugnaga Pecetto.

Siccome l'obiettivo primario della calibrazione è la corretta quantificazione del volume totale cumulato che transita presso la sezione di chiusura nel periodo di osservazione, dalla *Tabella 6-III* si può notare come lo scarto tra volume osservato e simulato nell'arco dei 6 anni a disposizione è pari allo 0.9%, pertanto, a livello globale, si può affermare che il modello riesce a riprodurre bene in termini volumetrici il deflusso.

Tuttavia ci sono delle differenze importanti nei singoli anni, ad esempio nell'anno idrologico 2005/6, mentre corrispondenze migliori si trovano nei due anni iniziali.

Se invece si calcola l'indice di Nash-Sutcliffe, esso ha dei valori elevati per gli anni 2003/04, 2007/08 e 2008/09, mentre molto più bassi per il 2005/06 e 2006/07, comunque superiori allo 0, valore che permette di affermare che il modello sia un predittore migliore rispetto all'utilizzo della portata media annuale.

Il minor errore in termini di portata giornaliera (misurato dall'*RMSE*), è quello appartenente all'anno idrologico 2003/2004, caratterizzato dalla torrida estate che ha prodotto dei valori di fusione glaciale e nivale eccezionali con scarsissime precipitazioni liquide.

I valore globali dell'*RMSE* e del coefficiente di Nash-Sutcliffe sull'intero periodo di validazione permettono di affermare che i risultati sono soddisfacenti e il modello potrà essere utilizzato come modello di raffronto rispetto a quello concettuale descritto nel capitolo 3.

Una visualizzazione più immediata della capacità del modello di riprodurre la portata osservata è fornita dal grafico che in ascisse riporta la portata simulata mentre nelle ordinate la portata osservata:

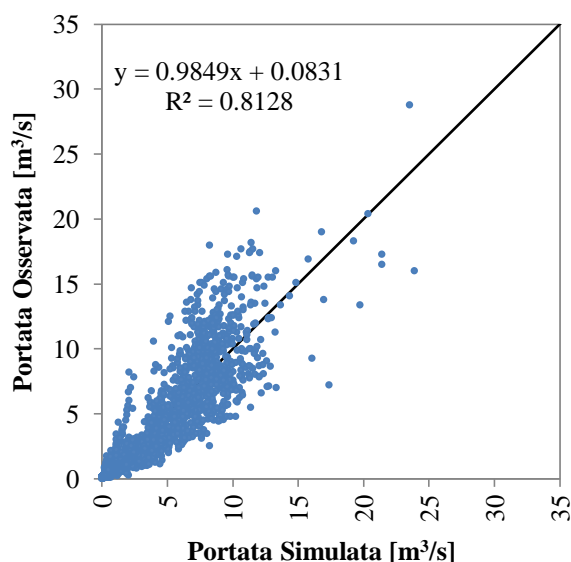


Figura 6-VI. Regressione lineare tra portata simulata ed osservata alla sezione di Macugnaga Pecetto.

La corrispondenza tra portata simulata e osservata è dimostrata dal valore di R^2 maggiore di 0.8 e dal coefficiente angolare della retta di regressione prossimo all'unità, mentre l'intercetta diversa da zero mostra una sottostima generale dei valori simulati di $0.083 \text{ m}^3/\text{s}$, molto prossima allo zero.

Da ultimo si riporta in *Figura 6-VII* il confronto tra l'andamento del volume cumulato osservato rispetto a quello riprodotto dal modello idrologico HBV-EC; si denota una buona corrispondenza iniziale, per poi assistere ad una sovrastima del deflusso nel 2006 e 2007, mentre ad una sottostima nel 2008 e 2009. Complessivamente si assiste alla chiusura del bilancio volumetrico nell'arco dei 6 anni:

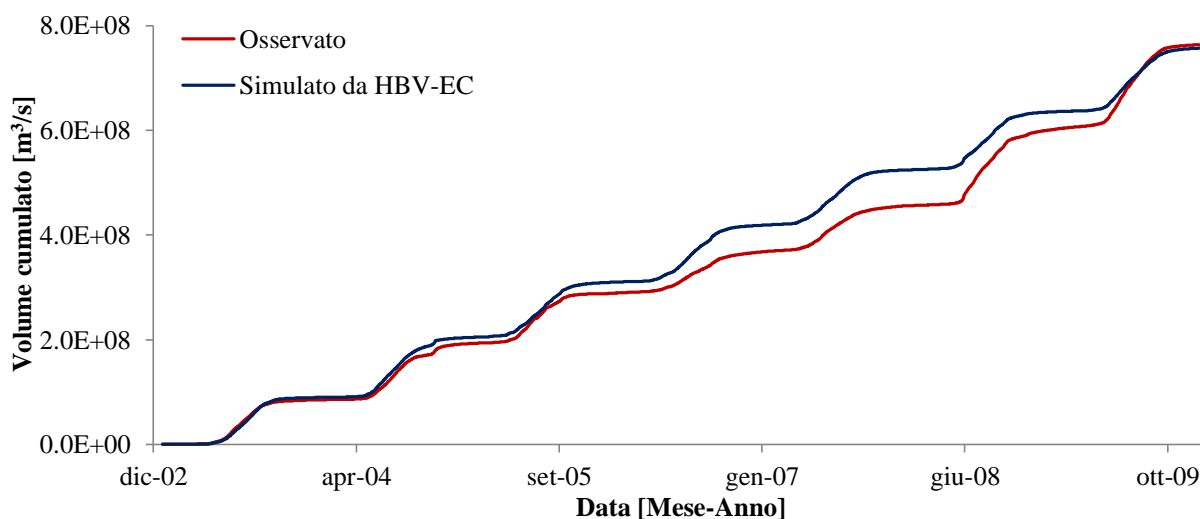


Figura 6-VII. Confronto tra volume cumulato simulato ed osservato per il periodo 2003/2009 per la sezione di Macugnaga Pecetto.

La corretta riproduzione del volume totale di deflusso alla sezione di chiusura è l'obiettivo di primaria importanza perseguito nella fase di calibrazione, poiché la produzione di energia idroelettrica è strettamente correlata al deflusso medio annuo all'invaso di Ceppo Morelli. Pertanto, è ritenuto accettabile un errore nella valutazione giornaliera della portata mentre è fondamentale che ci sia la chiusura del bilancio volumetrico annuo come garantito dalla *Figura 6-VII*.

6.2 APPLICAZIONE A CEPPO MORELLI

Per la valutazione della portata derivata dalla centrale di Battigio mediante lo sbarramento della Edison, è necessario calcolare la portata alla sezione di chiusura posta immediatamente prima dell'invaso di Ceppo Morelli. Le caratteristiche del bacino sono già state definite in maniera esaustiva nel capitolo 4, mentre ora si riportano solamente le mappe elaborate dal modello sulla base del modello digitale del terreno con risoluzione a 90 m, che verranno utilizzate come input al modello idrologico. Per prima cosa è necessario definire uno shape file, ottenuto dalla classificazione di uso del suolo secondo il progetto Corine Land Cover 2010, che suddivide il bacino in 4 regioni omogenee: aree aperte, laghi, ghiacciai e foreste:

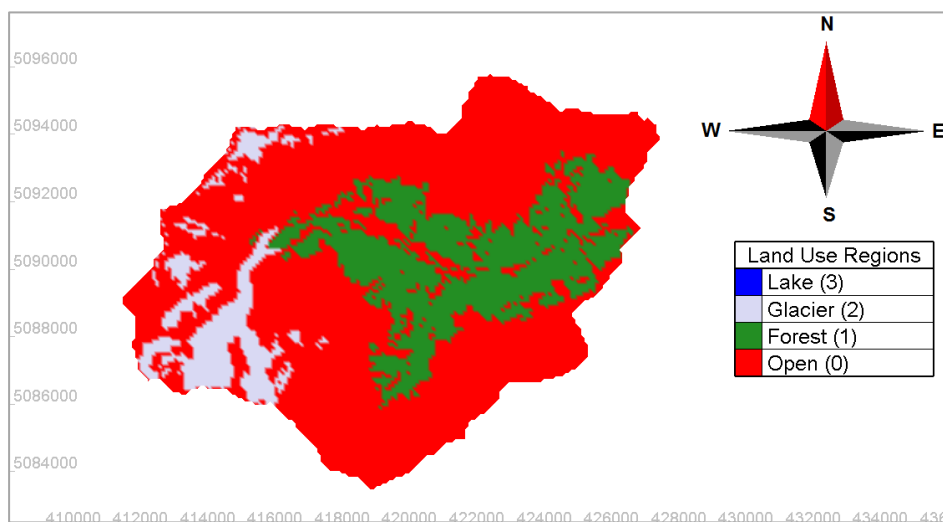


Figura 6-VIII. Classi di uso del suolo per il bacino avente sezione di chiusura a Ceppo Morelli.

In particolare, le aree aperte occupano 84.26 Km^2 , le foreste 27.78 Km^2 , mentre la superficie ghiacciata è pari a 10.27 Km^2 . Rispetto al bacino di Macugnaga Pecetto, si evidenzia l'aumento della copertura vegetale che influisce sull'intercettazione della precipitazione oltre che costituire un fattore protettivo nei riguardi dell'accumulo nevoso stagionale. Di seguito si riportano la mappa dell'orientazione e delle pendenze, parametri morfologici che modificano il *degree day* della neve e del ghiaccio:

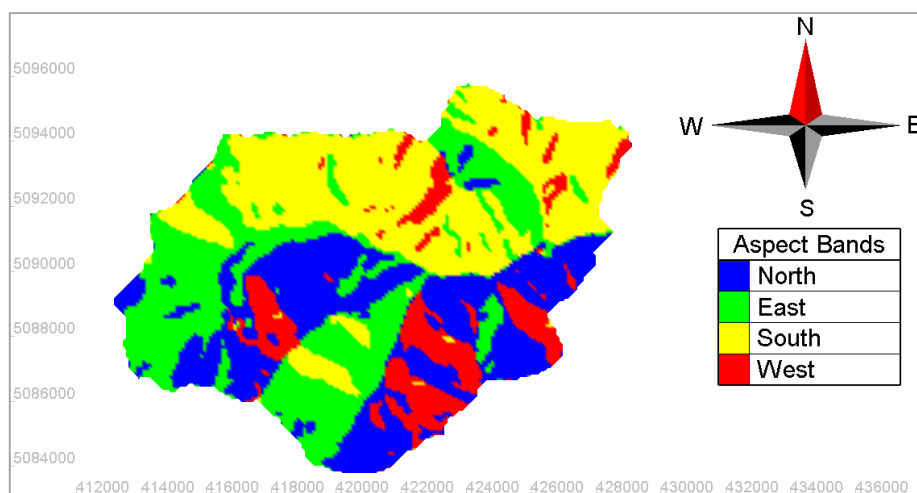


Figura 6-IX. Mappa dell'orientazione per il bacino avente sezione di chiusura posta a Ceppo Morelli.

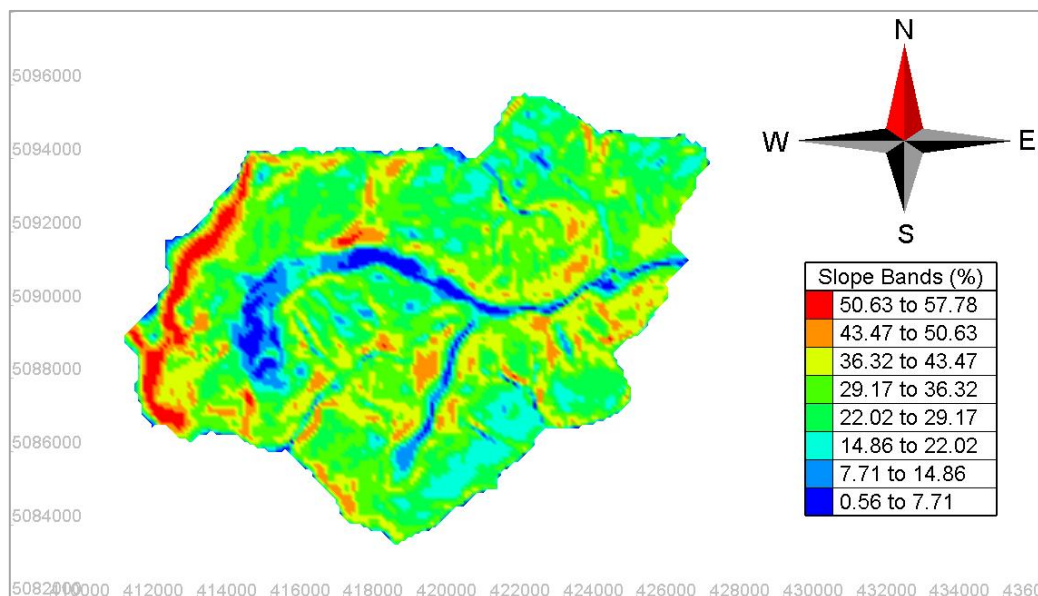


Figura 6-X. Mappa delle pendenze per il bacino avente sezione di chiusura a Ceppo Morelli.

Da ultimo il bacino verrà suddiviso in 10 fasce altimetriche, indispensabili per tenere conto in maniera adeguata dell'elevata escursione altimetrica del bacino che va dai 780 m dell'invaso di Ceppo Morelli ai 4554 m della Punta Gnifetti.

Come si può notare dalla minore qualità delle immagini appena riportate rispetto a quelle del paragrafo precedente, si è dovuto utilizzare un modello digitale del terreno con celle di lato 90 m, poiché il software Green Kanue sviluppato dall'NRC Canadese, utilizzato per il pre-processing delle principali caratteristiche del bacino, non disponeva di sufficiente memoria per le elaborazioni con celle da 10 m.

Per la calibrazione del modello alla sezione di chiusura di Ceppo Morelli, verranno mantenuti costanti i parametri che influiscono sul volume idrico che transita presso la sezione di chiusura, in particolare il valore dei parametri di fusione di neve e ghiaccio, calibrati nella parte alta del bacino, non sono soggetti a modifica, anche perché la superficie ghiacciata è interamente compresa all'interno del bacino idrologico di Macugnaga Pecetto.

I parametri del modello scelti per riprodurre correttamente la portata alla sezione di chiusura sono:

- K_S : modula il deflusso invernale poiché va ad influire sul comparto del modello che cerca di riprodurre il graduale rilascio idrico da parte del sottosuolo e la ricarica che la falda può fornire al corso d'acqua;
- K_F : agisce sull'impulsività del sistema, un valore vicino all'unità determina una risposta rapida, correlata agli eventi meteorici principali;
- $PSFC$: fattore moltiplicativo della precipitazione liquida osservata che è inserita in ingresso al modello;
- AM : unitamente alla pendenza e all'orientazione della singola cella modifica il fattore di fusione della neve, modellando l'effetto protettivo che gli alberi di alto fusto esercitano nei confronti dell'accumulo nevoso al di sotto di essi. Si è ritenuto di primaria importanza tenere conto della variabilità spaziale che il modello è in grado di considerare grazie alla peculiarità di essere semi-distribuito.

Anche i parametri atmosferici e di circolazione idrica nel sottosuolo verranno mantenuti costanti; nella Tabella 6-IV vengono riportati tali valori esclusi dalla fase di calibrazione:

	PARAMETRO	DESCRIZIONE	VALORE
ATMOSFERICI	SFCF [-]	Aumento P nevosa	1
	PGRADL [1/m]	Gradiente P liquida verticale	0
	PGRADH [%/m]	Gradiente P liquida orizzontale	0
	EMID [m]	Quota limite del gradiente di P liquida verticale	5000
	TLAPSE [°C/m]	Temperature lapse rate	-0.005
	TT [°C]	Soglia partizione solido/liquida	0.7
	TTI [°C]	Range di precipitazione mista	2
	EPGRAD [1/m]	Gradiente altimetrico ETP	-0.0005
	ETF [-]	Limite all'anomalia di ETP	0.5
FOREST	TFRAIN [-]	Intercettazione vegetale della P liquida	0.8
	TFSNOW [-]	Intercettazione vegetale P nevosa	0.8
	MRF [-]	Fattore di riduzione della fusione	0.7
SNOW	TM [°C]	Temperatura di soglia per la fusione	0
	CMIN [mm/day°C]	Degree day minimo della neve	1.61
	DC [mm/day°C]	Incremento del degree day annuo	1.61
	CRFR [mm/day]	Coefficiente di refreezing	2
	WHC [-]	Water holding capacity	0.05
	LWR [mm]	Massimo contenuto idrico della neve	2500
	FC [mm]	Capacità di campo	200
	BETA [-]	Modulazione dell'infiltrazione	1
	LP [-]	Limitazione all'ETP massimo	0.7
GLACIER	MRG[-]	Rapporto fra DDF_{Ice}/DDF_{Snow}	2.05
	AG [-]	Infiltrazione/Runoff del ghiaccio	0.05
	DKG [-]	Regolazione della velocità di deflusso	0.05
	KGMin [-]	Minimo coefficiente di deflusso	0.05
	KGRC [-]	Variazione annuale di KGMin	0.7

Tabella 6-IV. Parametri definiti a priori come input al modello idrologico HBV-EC per la sezione di Ceppo Morelli.

6.2.1 CALIBRAZIONE DEI PARAMETRI DEL MODELLO HBV-EC

Come riportato nel paragrafo 4.10.1 mediante misure di livello, portata derivata, portata fluente dallo sfioratore di troppopieno e dallo scarico di mezzofondo fornite dall'ente gestore della diga (Edison), mediante un bilancio di massa si è potuto ricavare la portata del torrente Anza in ingresso alla diga per il periodo 1/1/2006-30/06/2014, mediante le quali si procede alla calibrazione e validazione dei parametri del modello idrologico HBV-EC.

All'interno di questo periodo di osservazione viene scelto un anno idrologico utilizzato per la calibrazione, nel caso in esame si è scelto l'anno 2010/2011, e si sono modificati i valori dei parametri citati nel paragrafo precedente per ottenere il miglior accordo possibile tra portata osservata e simulata:

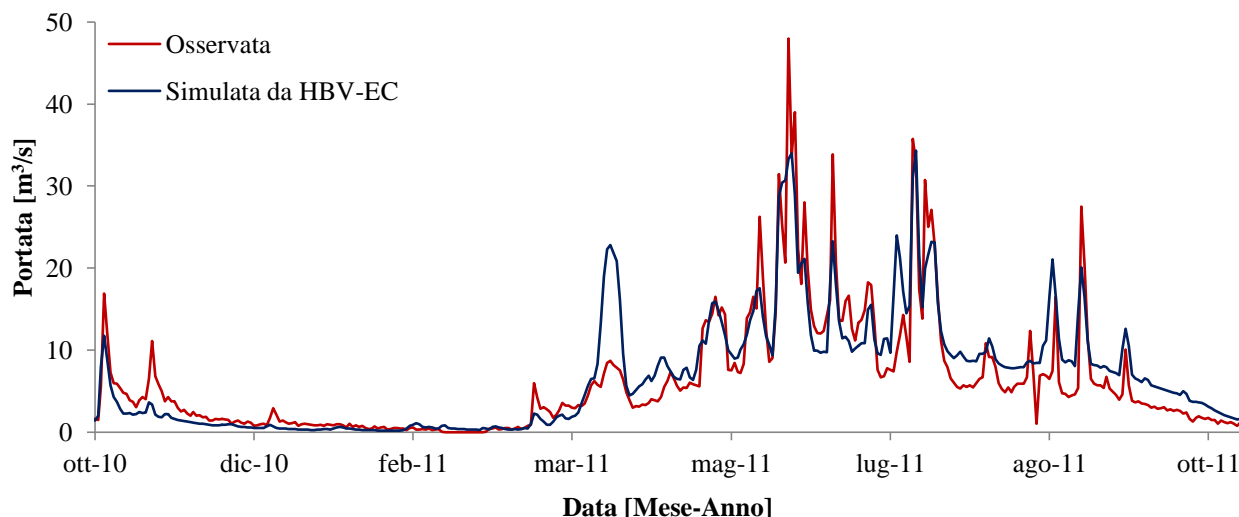


Figura 6-XI. Calibrazione del modello HBV-EC nell'anno idrologico 2010/11 per la sezione di Ceppo Morelli.

I parametri che permettono di ottenere l'idrogramma simulato, riportato nella *Figura 6-XI*, risultano essere pari a:

PARAMETRO	DESCRIZIONE	VALORE
PSFC [-]	Fattore moltiplicativo della P liquida	1
AM SNOW [-]	Correzione in funzione di slope e aspect	0.5
KF [-]	Coefficiente di deflusso componente veloce	0.4
KS [-]	Coefficiente di deflusso componente lenta	0.05

Tabella 6-V. Valore dei parametri ottenuti dopo la procedura di calibrazione per la sezione di Ceppo Morelli.

Contrariamente a quanto avvenuto a Macugnaga Pecetto, la fase di calibrazione ha suggerito di non incrementare il valore di precipitazione in ingresso al modello, ma di modificare solamente i parametri di timing.

Il fattore *AM* invece non incide molto sul volume idrico alla sezione di chiusura, ma modifica il timing di fusione nivale nelle celle coperte da foreste; tale aspetto si è rivelato essere caratteristico anche nel nostro caso di studio, a conferma di quanto riportato in letteratura da *Hamilton, (2000)*.

Gli indici di accuratezza che descrivono la capacità del modello di riprodurre correttamente la portata alla sezione di chiusura nell'anno di calibrazione risultano essere pari a:

ANNO	RMSE [m³/s]	NSE [-]	D_v [%]
2010/11	3.59	0.765	-5.92

Tabella 6-VI. Indici di accuratezza nel riprodurre la portata nell'anno di calibrazione riferiti alla sezione di Ceppo Morelli.

6.2.2 VALIDAZIONE DEI PARAMETRI DEL MODELLO HBV-EC

Per accertarsi che tali valori dei parametri siano in grado di riprodurre con efficacia il deflusso idrico presso la diga di Ceppo Morelli si passa alla fase di validazione, cioè, mantenendo costanti i parametri calibrati si confrontano le prestazioni del modello con la portata osservata nell'intero periodo di misurazione disponibile nei pressi della diga. Nella *Figura 6-XII* si riporta il raffronto tra idrogramma simulato ed osservato:

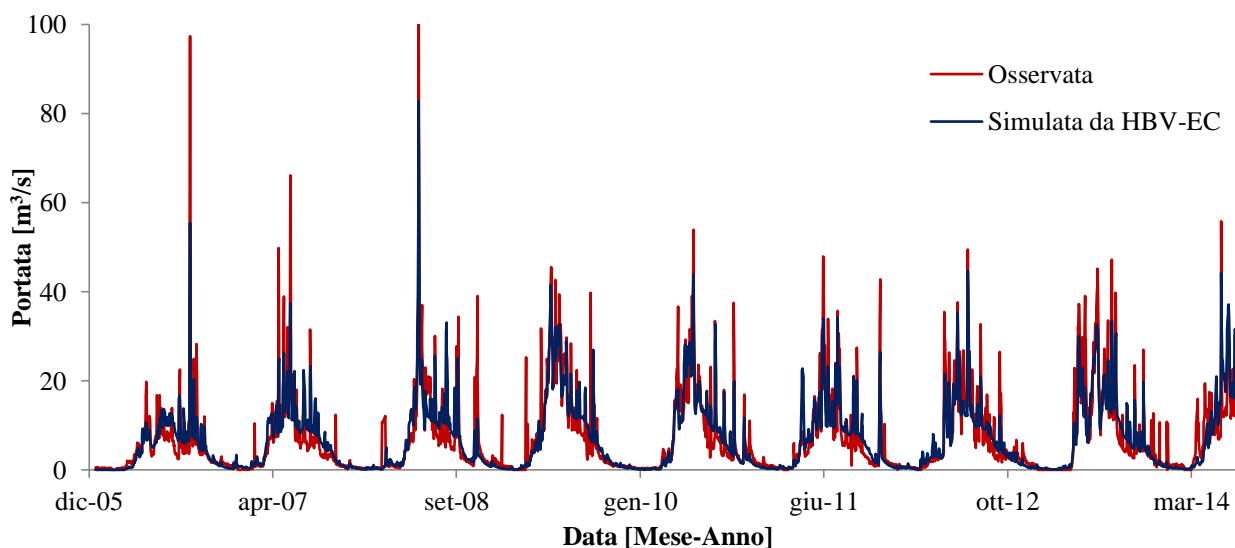


Figura 6-XII. Validazione dei parametri del modello HBV-EC nel periodo 2006/14 per il bacino di Ceppo Morelli.

Modificando i soli parametri che incidono sul tempo di arrivo della portata alla sezione di chiusura per quanto riguarda le componenti lenta e veloce del deflusso, a livello visivo si denota una buona capacità del modello di descrivere l'andamento medio del regime idrologico. Si denotano delle difficoltà sui picchi di portata, specie in quelli d'intensità eccezionali come quello del maggio 2008 o dell'ottobre 2006.

I rami di decrescita e il deflusso di base invece, anche se costituiscono una componente marginale in termini volumetrici, sembrano essere efficacemente riprodotte.

Nella *Tabella 6-VII* si riportano per ogni anno idrologico, gli indici che descrivono l'affidabilità del modello:

ANNO	RMSE [m^3/s]	NSE [-]	D_V [%]
2006/07	3.858	0.741	-11.609
2007/08	5.496	0.773	-1.725
2008/09	4.606	0.792	6.505
2009/10	3.079	0.876	-4.726
2010/11	3.595	0.765	-5.920
2011/12	3.349	0.837	3.184
2012/13	3.753	0.856	5.239
2006/14	4.062	0.802	-1.097

Tabella 6-VII. Indici di affidabilità del modello relativi alla sezione di Ceppo Morelli.

Se analizziamo in dettaglio la *Tabella 6-VII*, si evidenziano degli elevati valori del coefficiente di Nash-Sutcliffe in quasi tutti gli anni idrologici a disposizione ed in particolare negli ultimi due anni di simulazione. Per quanto riguarda l'errore quadratico medio l'anno 2009/2010 è quello meglio simulato, come confermato anche dall'indice di Nash e il fatto che non sia l'anno di calibrazione certifica la capacità del modello di essere indipendente dalla variabilità del dato in input.

Considerando il modello di regressione, descritto in *Figura 6-XIII*, l'elevato valore di R^2 unito al coefficiente angolare prossimo all'unità, dimostrano come il modello riproduca in modo soddisfacente la portata osservata, anche se dal valore negativo dell'intercetta si denota una generale sovrastima di $0.13 m^3/s$.

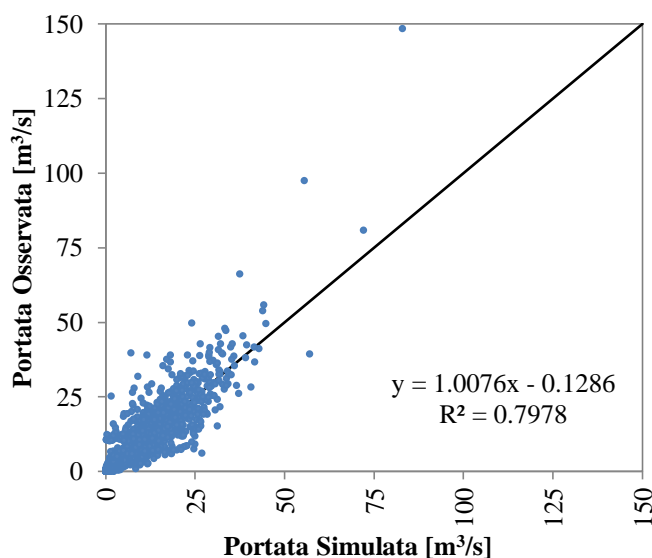


Figura 6-XIII. Portata osservata vs portata simulata alla sezione di Ceppo Morelli.

Da ultimo, ma di primaria importanza nel nostro studio, è la quantificazione dell'errore volumetrico che ha il suo valore massimo durante l'anno idrologico 2006/2007 e si stabilizza su valori medi attorno al 5% nei restanti anni di osservazione. Anche in questo caso, i valori dei parametri permettono di riprodurre correttamente il volume idrico totale alla sezione di chiusura di Ceppo Morelli, come evidenziato dall'andamento del volume cumulato:

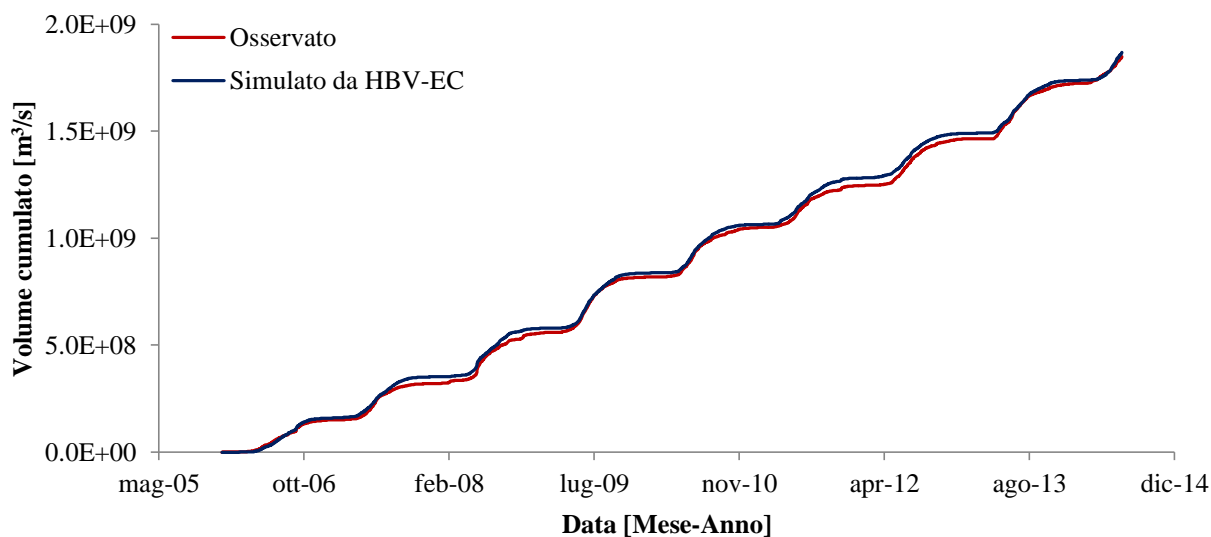


Figura 6-XIV. Raffronto tra volume cumulato osservato e simulato dal modello HBV-EC per la sezione di Ceppo Morelli.

Dai risultati della fase di validazione emersa in questi paragrafi si ritiene che il modello idrologico HBV-EC sia in grado di riprodurre con sufficiente precisione la portata alle sezioni di chiusura di Macugnaga Pecetto e Ceppo Morelli, di conseguenza i risultati ottenuti dalle simulazioni possono essere utilizzati come confronto con il modello concettuale definito nel capitolo 3.

Infatti l'utilizzo di un modello già implementato e sviluppato da altri enti di ricerca, validato su un numero elevato di casi di studio, permette di avere una conferma sull'attendibilità dei risultati ottenuti tramite il modello concettuale definito nel capitolo 3, per poi utilizzare quest'ultimo al fine di stimare il cambiamento nel regime delle portate del torrente Anza in risposta ai cambiamenti delle variabili meteorologiche.

6.3 CONFRONTO FRA I DUE MODELLI IDROLOGICI

In questo paragrafo si confronteranno i risultati ottenuti dai due modelli idrologici, descritti rispettivamente nel capitolo 3 e nel capitolo 5, al fine di capire se il modello idrologico concettuale, definito appositamente per questo lavoro di tesi, sia in grado di descrivere accuratamente i processi fisici che determinano la formazione del deflusso e la corretta ripartizione nelle diverse componenti.

6.3.1 DEFLUSSO ALLA SEZIONE DI CHIUSURA DI MACUGNAGA PECETTO

In prima analisi, si riporta il confronto tra l'idrogramma ottenuto dopo la fase di validazione dei parametri dei modelli, per la sezione di Macugnaga Pecetto, nel periodo 1/1/2003-31/12/2009:

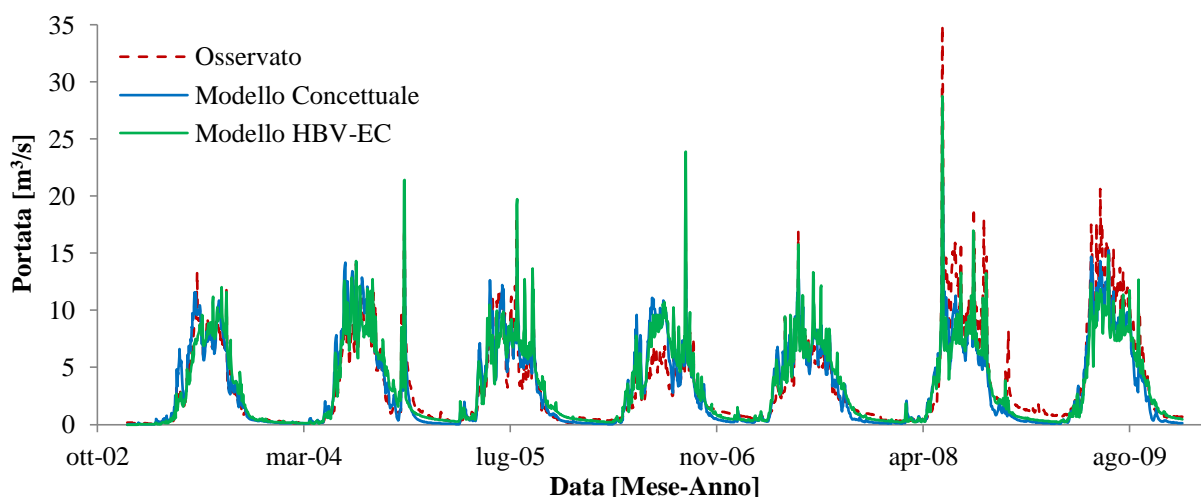


Figura 6-XV. Confronto tra gli idrogrammi simulati mediante i due modelli idrologici.

Dalla Figura 6-XV si nota come gli idrogrammi simulati dai due modelli idrologici diano dei risultati comparabili e molto simili tra loro e siano efficaci nella riproduzione della portata simulata.

In particolare sono affetti dalle stesse problematiche che riguardano la stagione di fusione dell'anno 2006 e la sottostima del deflusso negli anni 2008/9. Nel primo caso la sovrastima potrebbe essere legata all'approccio del *degree-day* utilizzato in entrambi i modelli, causata dal fatto di considerare la sola temperatura come variabile nella stima della fusione glaciale e nivale, in una stagione con anomalie termiche positive molto elevate. Con la Figura 6-XVI si vuole sottolineare quanto appena affermato per l'anno 2006:

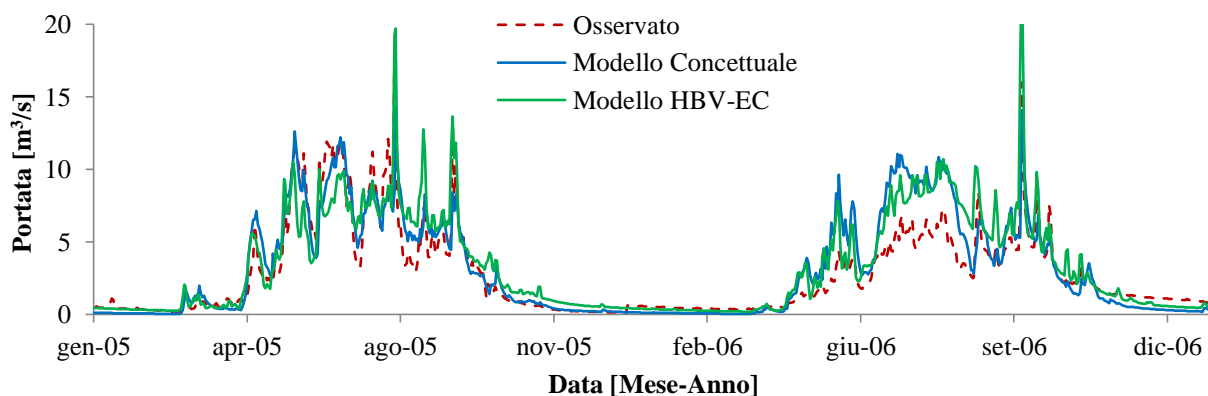


Figura 6-XVI. Zoom della figura precedente relativa agli anni 2005/6.

Negli anni 2008/2009 invece, la sottostima del volume idrico è evidente in entrambi i modelli e potrebbe essere legata o ad una sottostima dell'input meteorologico, oppure da un cambiamento nel tasso di fusione che in entrambi i modelli è considerato costante. Tuttavia, non si esclude anche un'errata conversione del livello idrico in portata mediante la scala di deflusso che potrebbe non essere più rappresentativa del regime delle portate attuali transittanti presso la sezione di Pecetto. Il modello HBV-EC è in grado di riprodurre con maggiore efficacia i picchi di piena, mentre il modello concettuale sembra essere più efficace nella valutazione della portata nel periodo di fusione.

Dalla *Tabella 6-VIII* infatti, si nota come l'*RMSE* globale sia inferiore nel modello concettuale e l'indice di *Nash-Sutcliffe* superiore se calcolato nell'intero periodo di validazione, mentre se consideriamo la deviazione volumetrica annua l'HBV-EC sembra essere più efficace:

ANNO	RMSE [m ³ /s]		NSE [-]		D _v [%]	
	HBV-EC	CONCETTUALE	HBV-EC	CONCETTUALE	HBV-EC	CONCETTUALE
2003/04	1.106	1.371	0.905	0.854	-13.689	-21.180
2004/05	1.709	1.436	0.783	0.847	-0.722	6.780
2005/06	1.903	1.839	0.297	0.343	-52.899	-40.430
2006/07	1.319	1.149	0.720	0.787	-19.091	-8.810
2007/08	2.297	2.473	0.822	0.793	20.797	26.510
2008/09	2.286	1.922	0.802	0.860	28.762	26.890
2003/09	1.730	1.704	0.816	0.825	0.904	4.290

Tabella 6-VIII. Confronto degli indici che descrivono l'accuratezza nella simulazione della portata osservata a Pecetto.

Si riporta ora il confronto tra l'andamento dei volumi cumulati ottenuti dalla simulazione eseguita mediante i due modelli idrologici:

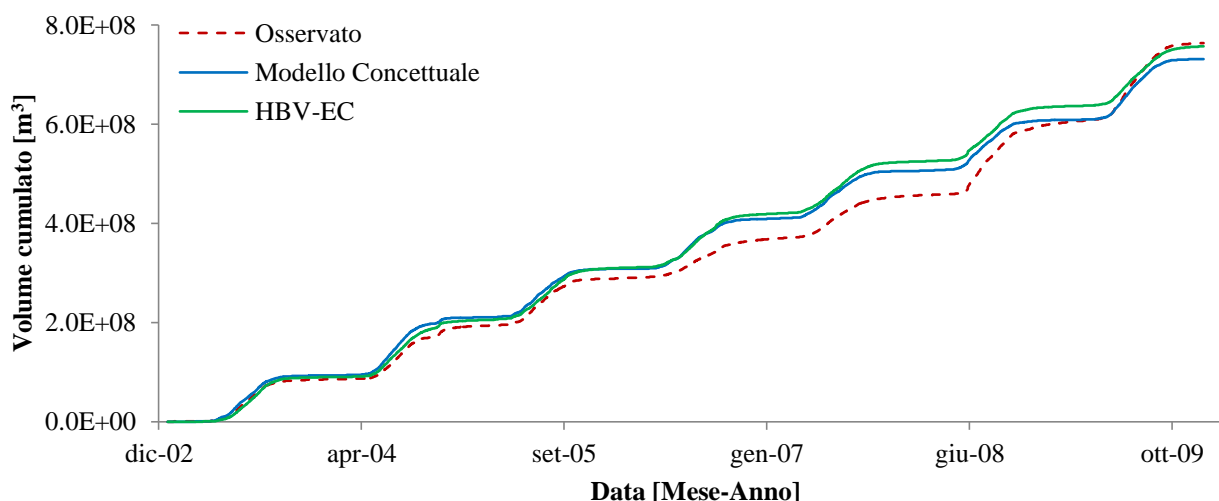


Figura 6-XVII. Confronto tra l'andamento dei volumi cumulati simulati dai due modelli idrologici in raffronto a quello osservato.

Entrambi i modelli sono in grado di riprodurre adeguatamente il volume idrico transittante alla sezione di chiusura di Macugnaga Pecetto in maniera efficace soprattutto nei primi due anni di simulazione, mentre dopo il 2005 si assiste ad una divergenza rispetto al volume cumulato osservato che aumenta, per poi essere colmata alla fine del periodo di simulazione.

Tuttavia l'obiettivo primario è la corretta valutazione del volume idrico globale, pertanto, pur con delle differenze, entrambi i modelli danno dei risultati paragonabili in termini di volume globale stimato per il periodo 2003/9 alla sezione di chiusura. Dai risultati appena mostrati si può affermare che i due modelli idrologici siano caratterizzati da prestazioni molto simili nella stima della portata alla sezione di chiusura con accuratezza paragonabile in termini volumetrici. Questo porta alla conclusione che per la sezione di chiusura in esame, l'utilizzo del modello concettuale fornisce precisioni simili ad un modello molto diffuso e testato in tutto il mondo com'è l'HBV-EC.

Ripartizione nelle diverse componenti che caratterizzano il deflusso

Dopo aver verificato che i risultati dei modelli sono confrontabili, almeno in termini di volume globale, di primaria importanza è la suddivisione nelle diverse componenti che costituiscono il deflusso idrico alla sezione di chiusura.

Siccome entrambi i modelli calcolano la portata come la somma di una componente di deflusso da fusione glaciale, di flusso di base e una componente più strettamente legata alla precipitazione ne riportiamo per completezza il raffronto:

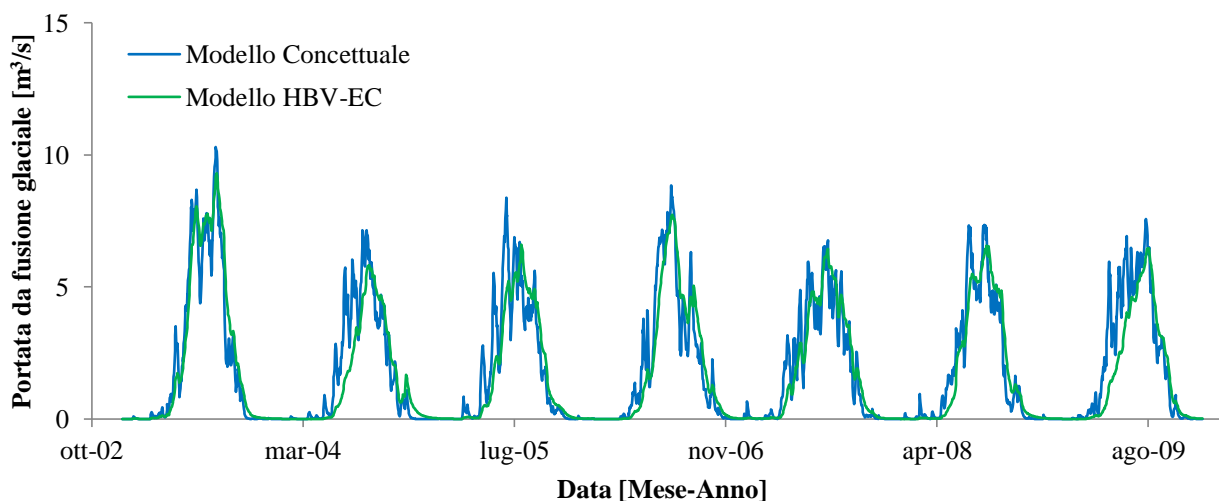


Figura 6-XVIII. Confronto tra il deflusso da fusione glaciale nel periodo 2003/9.

La calibrazione dei due modelli ha portato a valori del *degree day* del ghiaccio molto simili, pertanto dal punto di vista volumetrico non si riscontrano grandi differenze nel deflusso idrico da fusione glaciale; l'andamento nel tempo è più graduale nel caso dell'HBV-EC, mentre il modello concettuale sembra seguire maggiormente i picchi di temperatura osservati.

In particolare i valori del tasso di fusione massimo e minimo annuale risultano essere:

MODELLO IDROLOGICO	$DDF_{MIN} \left[\frac{mm}{giorno^{\circ}C} \right]$	$DDF_{MAX} \left[\frac{mm}{giorno^{\circ}C} \right]$
CONCETTUALE	3.478	6.955
HBV-EC	3.220	6.440

Tabella 6-IX. Confronto tra il valore del *degree day* del ghiaccio utilizzato nei due modelli dopo la fase di calibrazione a Pecetto.

Si riporta in *Figura 6-XIX* il confronto della cosiddetta “componente veloce”:

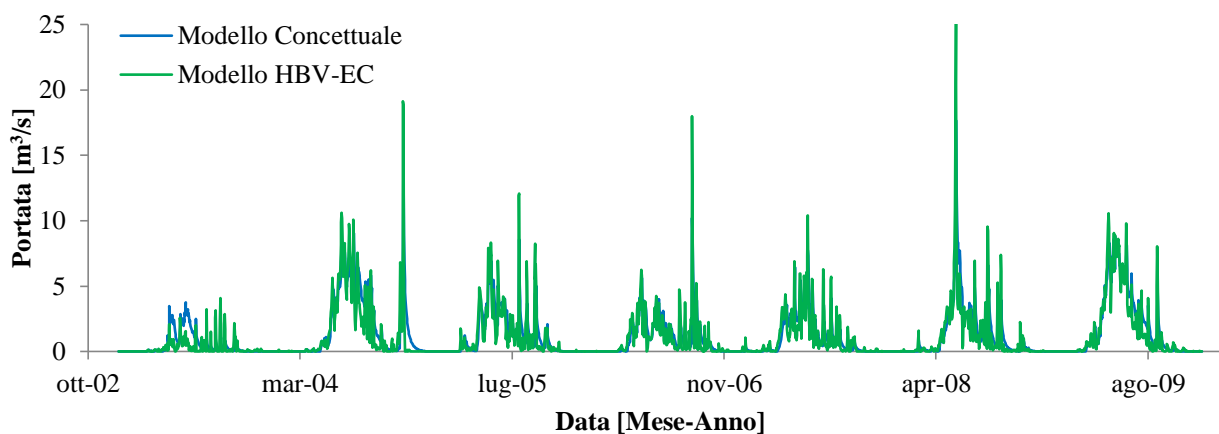


Figura 6-XIX. Raffronto tra la componente di deflusso veloce simulata tramite i due modelli idrologici.

I picchi di portata in coincidenza agli eventi di precipitazione sono maggiori nel caso del modello HBV-EC, tuttavia i valori sono molto simili. L’unica differenza si riscontra nella prima parte dell’anno 2003, dove il modello concettuale certifica un maggior volume defluito alla sezione di chiusura, a causa della componente di fusione nivale che entra in questo comparto.

Da ultimo si riporta il confronto del deflusso di base annuo:

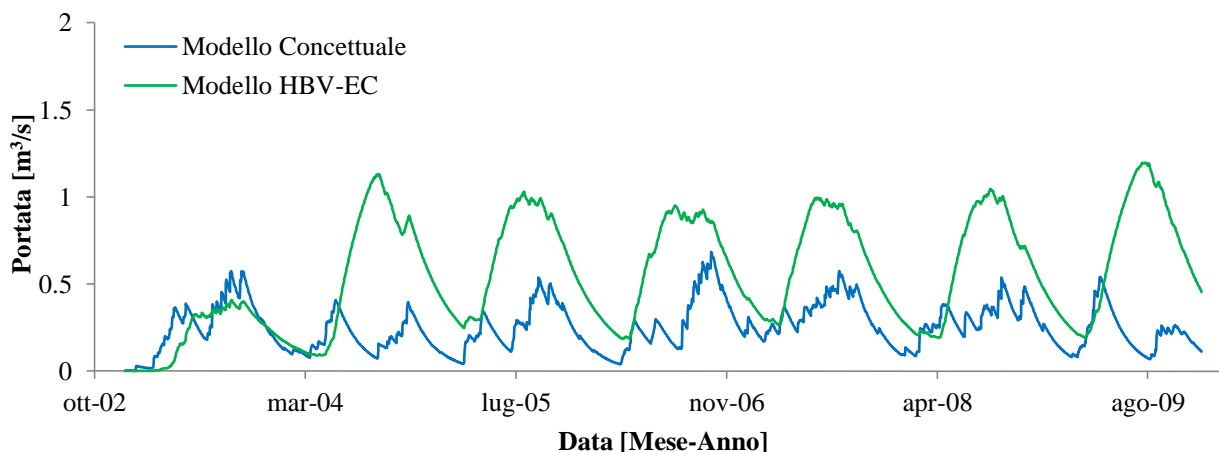


Figura 6-XX. Confronto fra il deflusso di base simulato mediante i due modelli idrologici.

Il deflusso di base è la componente simulata che denota le differenze relative più elevate; nel caso del modello concettuale essa deriva dalla stima dell’infiltrazione mediante il metodo elaborato dal Soil Conservation Service, mentre nel caso dell’HBV-EC è vista come una percentuale del runoff che deriva dal bilancio idrico nel sottosuolo.

Senza informazioni aggiuntive o misure di campo del quantitativo idrico di acqua che si infiltra, non è possibile stabilire quale dei due modelli riesca a simulare meglio la realtà.

In conclusione si può affermare che per la sezione di chiusura posta a Macugnaga Pecetto i due modelli forniscano dei risultati molto simili e in termini di prestazioni possano essere considerati assolutamente paragonabili ed egualmente validi.

6.3.2 DEFLUSSO ALLA SEZIONE DI CHIUSURA DI CEPPO MORELLI

In questo paragrafo verrà presentato il confronto fra i risultati ottenuti dai modelli idrologici nel periodo di validazione in corrispondenza dell'invaso di Ceppo Morelli, sezione presso la quale verrà stimata la portata derivata dalla centrale di Battiglio

Per prima cosa si riportano gli idrogrammi per il periodo 1/1/2006-30/6/2014, sovrapposti alla portata osservata, riportata con linea tratteggiata:

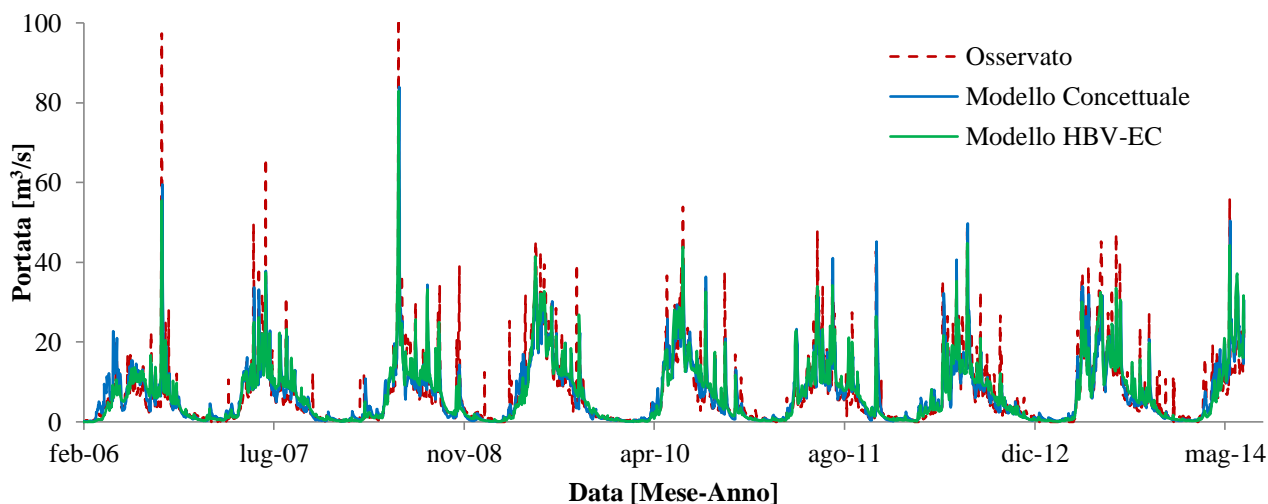


Figura 6-XXI. Confronto tra gli idrogrammi simulati nel periodo di validazione dai due modelli idrologici.

Come evidenziato dalla *Figura 6-XXI* e nella descrizione della fase di calibrazione nei rispettivi paragrafi, i modelli idrologici utilizzati in questo lavoro di tesi sono in grado di riprodurre con efficacia la portata presso la sezione di Ceppo Morelli.

Come per il bacino di Macugnaga Pecetto essi hanno delle difficoltà nella corretta riproduzione della portata nei grandi eventi di piena, probabilmente a causa del fatto che entrambi i modelli utilizzano un valore di precipitazione uniforme sull'intero bacino idrografico, pari a quello osservato alla stazione meteorologica di Macugnaga Pecetto. Il deflusso di base invece sembra essere ben riprodotto, così come la distribuzione temporale della portata, in ragione del notevole apporto derivante da fusione nivale e glaciale che caratterizzano l'intero bacino. Per confrontare in maniera quantitativa le prestazioni dei due modelli si riportano gli indici di accuratezza nella riproduzione della portata osservata:

ANNO	RMSE [m^3/s]		NSE [-]		D_V [%]	
	HBV-EC	CONCETTUALE	HBV-EC	CONCETTUALE	HBV-EC	CONCETTUALE
2006/07	3.858	3.837	0.741	0.744	-11.609	-4.883
2007/08	5.496	6.035	0.773	0.726	-1.725	5.288
2008/09	4.606	4.426	0.792	0.808	6.505	7.327
2009/10	3.079	2.874	0.876	0.892	-4.726	-1.093
2010/11	3.595	3.975	0.765	0.713	-5.920	-1.866
2011/12	3.349	3.912	0.837	0.778	3.184	3.691
2012/13	3.753	3.771	0.856	0.854	5.239	5.704
2006/14	4.062	4.180	0.802	0.783	-1.097	-0.016

Tabella 6-X. Confronto fra gli indici che descrivono l'accuratezza con cui i modelli riproducono la portata osservata.

Dalla *Tabella 6-X* emerge come in termini di *RMSE* e *coefficiente di Nash-Sutcliffe* nell'intero periodo di simulazione il modello HBV-EC riesca a riprodurre meglio il valore puntuale della portata osservata, in particolare in riferimento agli anni 2007/8, 2010/11 e 2011/12, mentre in maniera peggiore nell'anno 2008/2009 e 2009/10.

Dal punto di vista volumetrico invece, il modello concettuale presenta uno scarto minore sull'intero periodo di validazione, soprattutto nel primo anno idrologico e nel 2009/10 e 2010/11. Nonostante queste minime differenze, guardando con attenzione anche i valori di R^2 tra portata osservata e simulata, i due modelli sembrano essere totalmente paragonabili in termini di accuratezza nella riproduzione della portata.

Ciò è ben evidenziato anche dal confronto dell'andamento dei volumi cumulati:

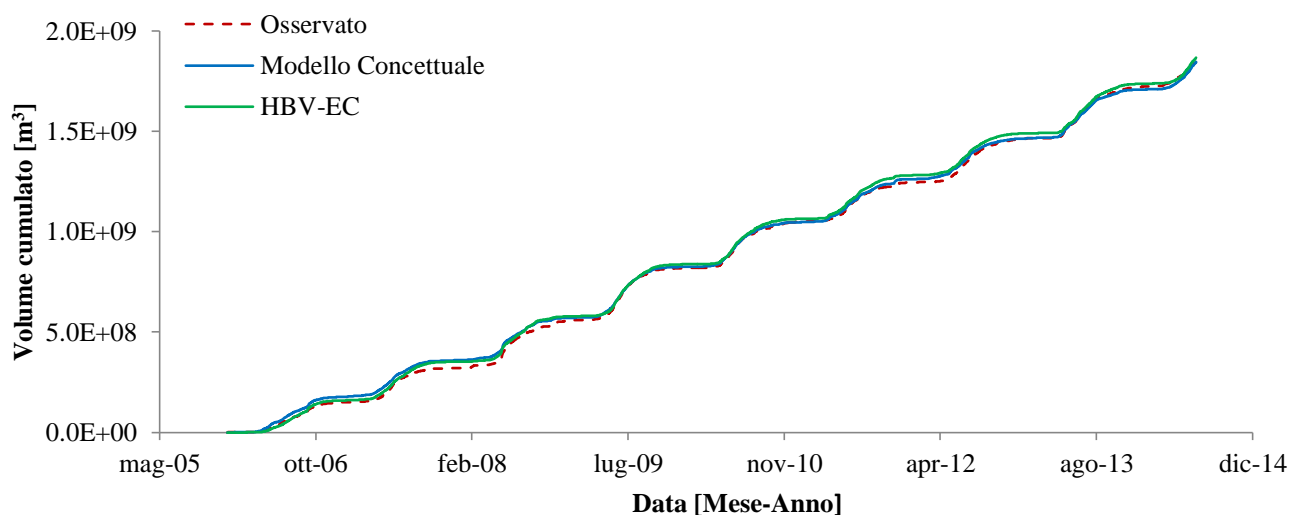


Figura 6-XXII. Confronto tra i volumi cumulati simulati e quello osservato presso l'invaso di Ceppo Morelli.

A differenza di quanto accadeva per la sezione di chiusura di Macugnaga Pecetto, dove gli errori volumetrici in alcuni anni di simulazione erano particolarmente evidenti, presso la diga di Ceppo Morelli non si riscontrano delle differenze così marcate.

Da ultimo va sottolineato il fatto che la calibrazione dei parametri viene eseguita in modo tale da riprodurre la portata osservata che è stata ricostruita dai dati misurati in diga, forniti dall'ente gestore Edison, e afflitta da notevole incertezza a causa della variazione del volume di invaso a causa del progressivo interrimento della diga come riportato nel paragrafo 4.10.1.

Ripartizione nelle diverse componenti che caratterizzano il deflusso

Si riporta ora la suddivisione della portata simulata nelle diverse componenti del deflusso, al fine di presentare le differenze riscontrate tra i due modelli idrologici.

Nel caso della componente glaciale, dal punto di vista volumetrico, le differenze sono modeste ed imputabili alla minima differenza tra il valore del *degree-day* calibrato nell'uno o nell'altro modello e dall'effetto che i fattori geomorfologici (pendenza e orientazione) esercitano su di esso.

Si riscontra un andamento più impulsivo e legato ai picchi di temperatura nel caso del modello concettuale, il quale manifesta anche una fusione anticipata e leggermente maggiore soprattutto in primavera.

Per quanto riguarda il runoff causato dalla fusione glaciale, gli andamenti annui sono qui riportati:

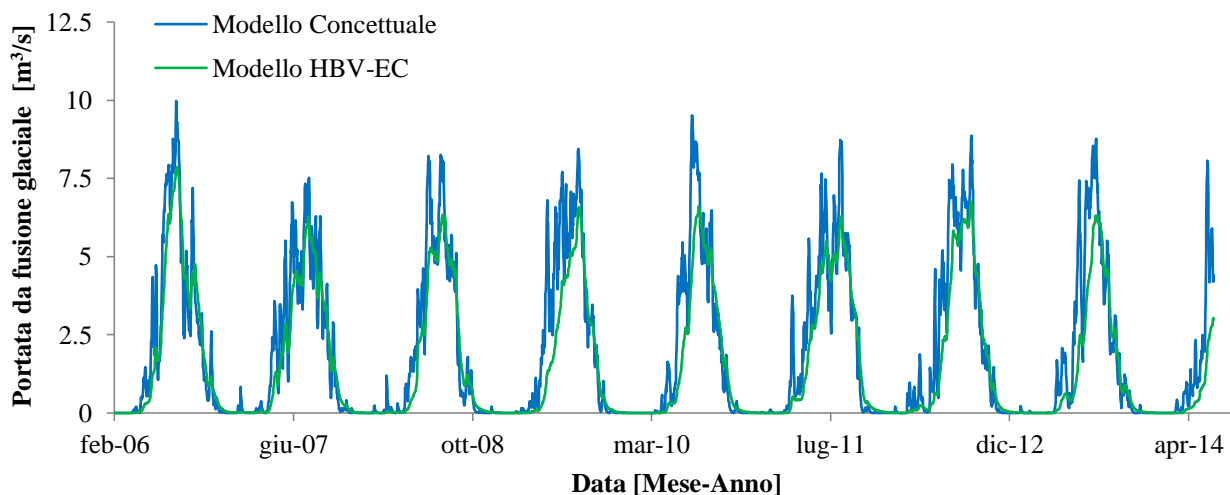


Figura 6-XXIII. Raffronto del deflusso da fusione glaciale simulato dai due modelli idrologici.

La precipitazione liquida e la fusione nivale alimentano la cosiddetta componente veloce di deflusso; nella Figura 6-XXIV si riporta l'andamento di quest'ultima nel periodo di validazione per entrambi i modelli idrologici:

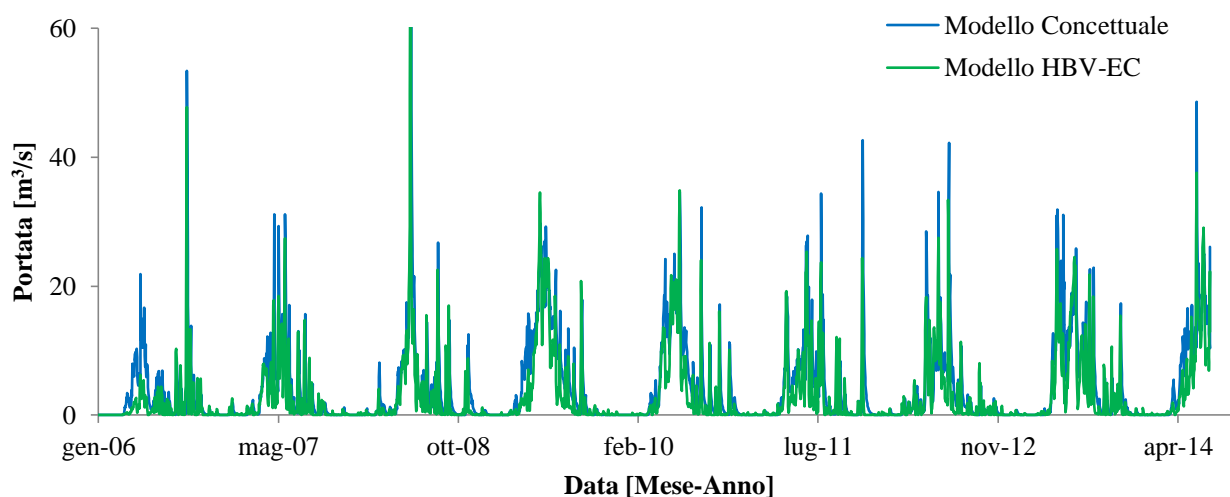


Figura 6-XXIV. Raffronto tra il deflusso veloce simulato dai due modelli idrologici.

Dall'andamento degli idrogrammi sopra riportati, l'unica differenza importante è particolarmente evidente nella prima metà dell'anno idrologico 2006, mentre nei restati anni gli andamenti sembrano essere molto simili, soprattutto in risposta agli eventi di precipitazione. Una differenza più di dettaglio consiste nella decrescita più lenta della portata successiva ad un evento di precipitazione nel modello idrologico concettuale rispetto a quanto simulato dall'HBV-EC.

L'ultima componente è il deflusso di base, che riproduce il flusso idrico nel sottosuolo che giunge con un certo ritardo alla sezione di chiusura. In questo caso le differenze sono evidenti, concentrate soprattutto nei mesi estivi: mentre nel modello sviluppato dal NRC canadese si assiste al valore massimo annuo del deflusso lento, nel modello concettuale si ha quasi sempre il minimo valore annuale. Questo accade poiché il serbatoio che modella l'infiltrazione, nel caso del modello concettuale, non è alimentato dalla fusione glaciale ma è proporzionale secondo il parametro del CN alla sola precipitazione liquida e fusione nivale.

A priori non è possibile stabilire quale approccio modellistico sia il più veritiero; per dare una risposta attendibile si dovrebbe disporre di misure del contenuto isotopico di ossigeno ed idrogeno relative a campionamenti dell'acqua di falda che potrebbero chiarire maggiormente se la componente di deflusso lento sia alimentata dalla falda oppure dal ghiacciaio.

Nella *Figura 6-XXV* si riporta il confronto tra il deflusso lento simulato dai due modelli idrologici:

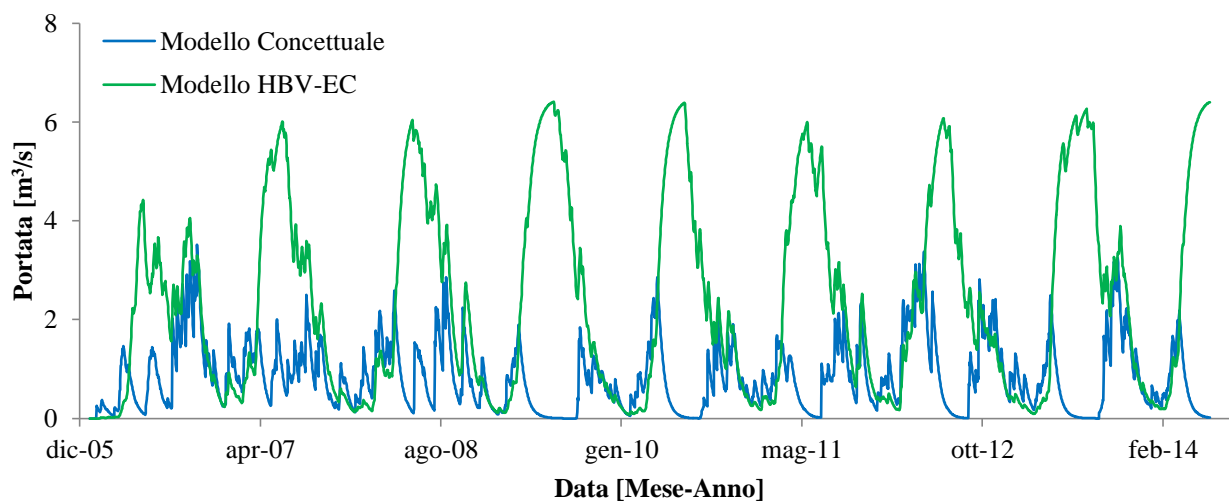


Figura 6-XXV. Confronto tra il deflusso lento simulato dai modelli idrologici nel periodo di validazione.

6.3.3 CONSIDERAZIONI FINALI

Dopo aver calibrato e validato il modello HBV-EC sulla base delle misure di portata disponibili per la sezione di Macugnaga Pecetto e di Ceppo Morelli, si sono raffrontati i risultati ottenuti con quelli simulati dal modello concettuale definito nel capitolo 3, al fine di stabilire se il modello da noi implementato fornisse dei risultati attendibili nei confronti di un modello già ampiamente utilizzato in letteratura come l'HBV.

Analizzando in dettaglio i valori di *RMSE*, *NSE* e *deviazione volumetrica*, si può affermare che i modelli diano dei risultati assolutamente comparabili in termini di accuratezza, riuscendo a riprodurre con efficacia la portata alla sezione di chiusura, come certificato dai valori di R^2 tra portata simulata e osservata sempre prossimi a 0.8. Questo può ritenersi valido sia per il bacino con sezione di chiusura posta a Pecetto che per quella relativo all'invaso di Ceppo Morelli.

Analizzando più in dettaglio la ripartizione dei deflussi nelle diverse componenti si denota che la fusione glaciale è simulata in maniera molto simile, soprattutto in termini di volume idrico nella stagione di fusione, grazie ad un valore del *degree day* del ghiaccio analogo. Stessa cosa può dirsi per il deflusso veloce, che simula la risposta del bacino sollecitato dagli eventi meteorici e dalla fusione nivale, con un comportamento molto simile nel caso dei picchi primaverili e autunnali, con una generale sottostima rispetto ai valori osservati. Differenze più marcate si registrano nel deflusso di base, soprattutto nella sezione di chiusura posta all'invaso di Ceppo Morelli, con un volume idrico maggiore simulato dal modello HBV-EC, soprattutto nella stagione estiva. Nonostante queste minime differenze si ritiene che, essendo il volume idrico la variabile principale di nostro interesse, i due modelli diano dei risultati comparabili, pertanto il modello concettuale implementato si può ritenere affidabile e con potenzialità simili all'HBV-EC.

7. L'IMPIANTO IDROELETTRICO DI BATTIGIO

7.1 L'ENERGIA IDROELETTRICA

La continua richiesta di energia a livello mondiale ha portato alla ricerca e alla diffusione sempre più massiccia di impianti atti alla produzione di energia e, a causa dell'aumento dell'inquinamento e alla continua riduzione delle fonti energetiche fossili tradizionali, si è spostata sempre più l'attenzione verso impianti alimentati da fonti energetiche rinnovabili, quali quelli idroelettrici.

L'acqua, in particolare, è stata da sempre utilizzata come fonte energetica grazie alle sue capacità di stoccaggio e approvvigionamento, particolarmente favorite nei territori montani dove la presenza delle catene montuose e di importanti apparati glaciali la rendono appetibile per la produzione di energia.

Con il passare degli anni e a causa della continua richiesta di energia, la tendenza è stata quella di creare impianti sempre più grandi, alimentati da imponenti opere di invaso costruite con lo scopo di massimizzare il salto disponibile e fare una regolazione annuale delle portate.

Infatti la grande potenzialità degli impianti idroelettrici, in particolare in quelli provvisti di bacino di accumulo, consiste nell'adeguare la produzione di energia con i picchi giornalieri di richiesta della stessa mediante la regolazione della portata idrica che fluisce alla turbina.

Recentemente, a causa della ridotta disponibilità di siti idonei all'ubicazione di opere imponenti, come sono le dighe e le condotte di alimentazione alla centrale idroelettrica, si sono iniziati a diffondere i piccoli impianti, i cosiddetti mini-idro, cioè quegli impianti con potenza nominale inferiore a 3 MW.

In alcuni contesti si è assistito ad un uso intensivo della risorsa idrica, soprattutto nei territori di montagna, proprio perché la conformazione orografica e la presenza di forti dislivelli in breve spazio rendono particolarmente vantaggiosa la costruzione di grandi invasi, e si è iniziato a studiare i problemi di impatto ambientale che essi generano sul territorio. (*"Gli ultimi fiumi naturali delle Alpi"*, Commissione Internazionale per la Protezione delle Alpi, 1992)

Altra problematica connessa a tale tipo di impianti consiste nella forte diminuzione della portata dei corsi d'acqua naturale con implicazione sugli ecosistemi fluviali e da qui l'obbligatorietà di rilascio da parte degli stessi di un quantitativo idrico di deflusso minimo vitale e l'ubicazione delle scale di risalita per i pesci. (*Linee guida per la redazione del Programma dei rilasci del deflusso minimo vitale ai sensi dell'art. 7 del Regolamento regionale 17 luglio 2007 n. 8, Regione Piemonte*)

La produzione di energia sfruttando la risorsa idrica tuttavia, è limitata dalla disponibilità della risorsa stessa e quindi dal regime idrologico di fiumi e torrenti, a loro volta condizionati dal clima e dalle caratteristiche morfologiche del territorio nel quale sono inseriti. Le recenti osservazioni del cambiamento climatico tra cui l'aumento della temperatura e la riduzione delle aree ghiacciate possono esercitare una problematica seria, che i gestori degli impianti dovrebbero tenere in considerazione per un corretto adeguamento degli impianti sia in termini di produzione che di sicurezza.

7.2 LA PRODUZIONE IDROELETTRICA IN PIEMONTE

La produzione idroelettrica piemontese è assicurata da oltre 800 derivazioni da corsi d'acqua naturali, da circa un centinaio di impianti localizzati sui canali irrigui, oltre ad una decina installati sulle diramazioni principali di importanti acquedotti. (*Sistema Informativo Regione Piemonte*)

Dalla relazione programmatica sull'energia, approvata dalla Giunta regionale nel settembre 2009, risulta che nel 2007 in Piemonte erano operativi 475 impianti idroelettrici per una potenza installata lorda di 3464 MW.

Tra questi si trovano:

- impianti a serbatoio a regolazione stagionale, con produzione pari a 2388 GWh;
- 26 impianti con bacino a modulazione giornaliera o settimanale, che garantiscono una produzione pari a 921.5 GWh;
- 421 Impianti ad acqua fluente senza regolazione, che producono annualmente 2943.9 GWh;

La produzione di energia annua è fortemente influenzata dal regime nivale e glaciale oltre che dalla distribuzione delle precipitazioni in spazio e tempo, tuttavia la media annua risulta essere pari a 6000 GWh.

La provincia di Cuneo è la principale area di produzione idroelettrica, ove sono localizzati gli impianti aventi il 47% della potenza efficiente lorda installata, seguita dalla provincia di Torino con il 27% e dal Verbano Cusio Ossola con il 23%.

In questo studio si focalizzerà l'attenzione sugli impianti idroelettrici dell'ultima provincia piemontese citata, ed in particolare sull'asta del Torrente Anza.

7.3 LA PRODUZIONE IDROELETTRICA IN VALLE ANZASCA

Il torrente Anza, il cui regime idrologico è stato studiato in dettaglio nei capitoli precedenti, è intensamente sfruttato dal punto di vista della produzione di energia idroelettrica.

Infatti, oltre ai numerosi impianti mini-idro sorti nell'ultimo decennio nella parte alta del bacino, due sono gli impianti storici di proprietà di Edison volti alla produzione di energia, quello di Pieve Vergonte e quello di Battigio. Il primo è ubicato nel comune di Vanzone, mentre il secondo è posto immediatamente all'imbocco della valle Anzasca. I dati degli impianti e le caratteristiche tecniche, che verranno presentati in seguito sono estrapolati dal documento: *Dichiarazione ambientale aggiornata, impianti idroelettrici di*

Battigio e Pieve Vergonte, Edison 2014. In Figura 7-I si riporta l'immagine da satellite con l'indicazione della posizione di tali impianti:

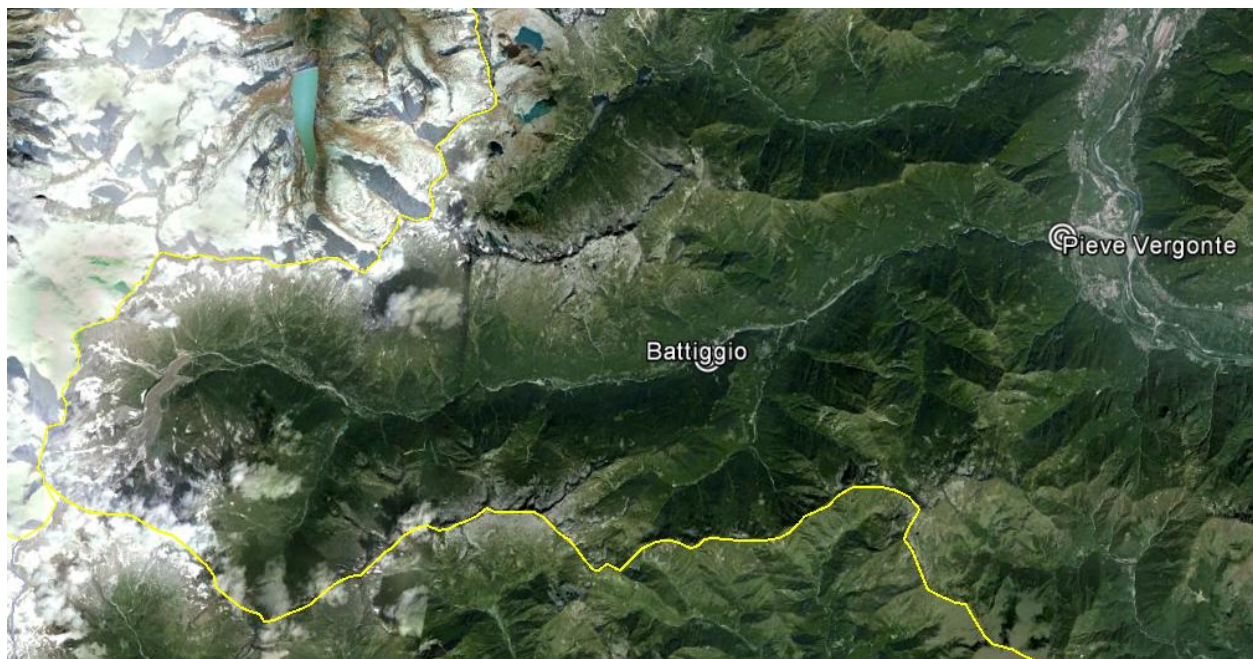


Figura 7-I. Ubicazione dei due principali impianti idroelettrici della Valle Anzasca.

L'impianto di Battigio è nato come impianto alimentato da un serbatoio utile alla regolazione giornaliera o settimanale della portata del torrente, con sbarramento posizionato nel Comune di Ceppo Morelli, al quale si aggiungono delle traverse derivanti posizionate su altri affluenti in sponda destra. E' un impianto complesso dal punto di vista della gestione e della progettazione delle condotte, è entrato in esercizio nel 1929, e nell'intera valle è l'impianto maggiore per potenza nominale installata con 22.5 MW.

Il secondo è un impianto ad acqua fluente, dove una traversa con paratoie metalliche e impalcato in calcestruzzo, posizionata nel comune di Pieve Vergonte, ha lo scopo di creare un rigurgito che alimenta la presa in sponda sinistra dell'alveo. Esso presenta un bacino imbrifero maggiore, di circa 224 Km² e deriva una portata massima di 11 m³/s, sfrutta un salto di 25.8 m che alimenta una sola turbina Kaplan ad asse verticale. E' entrato in funzione nel 1942 e presenta una potenza massima unitaria di 2.26 MW.

In questo studio si focalizzerà l'attenzione sull'impianto di Battigio, poiché da esso deriva la gran parte dell'energia idroelettrica prodotta nella Valle Anzasca, in particolare si vuole valutare l'effetto del cambiamento del regime idrologico sulla produzione di energia idroelettrica del bacino chiuso alla diga di Ceppo Morelli.

7.4 L'IMPIANTO DI BATTIGIO

La centrale idroelettrica di Battigio, ubicata nel Comune di Vanzone, utilizza le acqua del torrente Anza e dei suoi affluenti tra cui il Tignana, il rio Lago, l'Olocchia e il Rosenza. Un impianto idroelettrico è un complesso di opere civili e di macchinari destinato alla trasformazione dell'energia potenziale dell'acqua in

energia elettrica, mediante lo sfruttamento del salto altimetrico tra il corpo idrico stesso e la centrale di produzione.

Nella *Figura 7-II* si riporta la corografia dell'impianto:

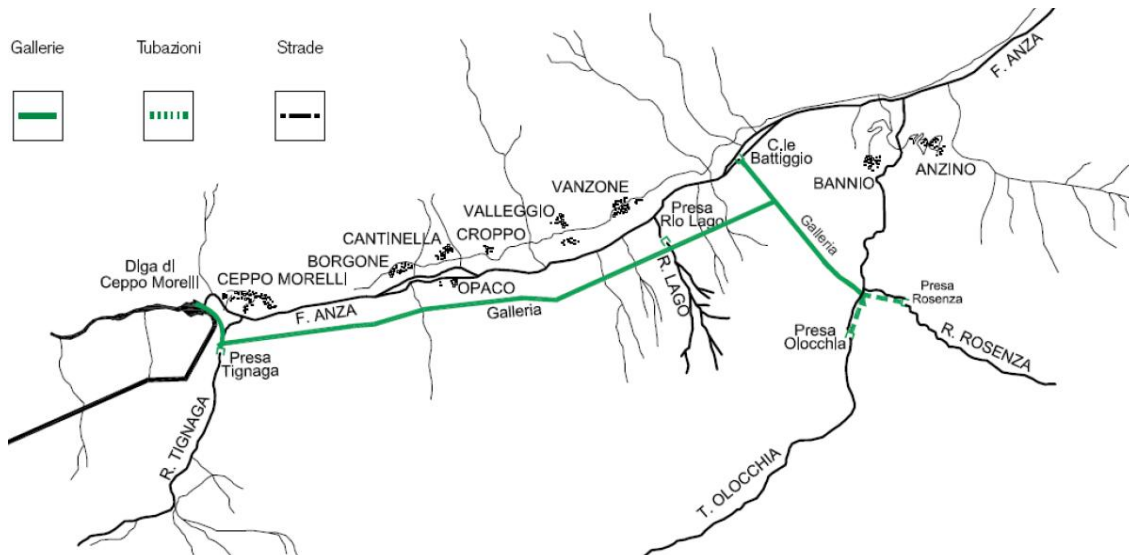


Figura 7-II. Corografia dell'impianto idroelettrico di Battigio.

Come evidenziato dalla *Figura 7-II* l'impianto interessa molti Comuni; partendo da sinistra:

- Ceppo Morelli a quota 753 m s.l.m. dove è presente la diga di Ceppo Morelli, l'opera di presa sul Rio Tignana e l'opera di adduzione dell'impianto di Battigio;
- Vanzone con San Carlo: situato a 677 m s.l.m. con popolazione di 512 abitanti. E' interessato dall'opera di presa sussidiaria del Rio Lago e dall'opera di adduzione dell'impianto di Battigio;
- Bannio Anzino: situato a 669 m s.l.m. con una popolazione di 584 abitanti. E' interessato dalla presenza della centrale dell'impianto di Battigio, dalle opere di presa sussidiarie dei Rii Olocchia e Rosenza con le relative opere di adduzione, dal pozzo piezometrico e dalla condotta forzata.

Per maggiore chiarezza, si riporta anche uno schema concettuale che descrive la disposizione altimetrica delle principali parti dell'impianto che verranno descritte in maniera approfondita nel seguente paragrafo:

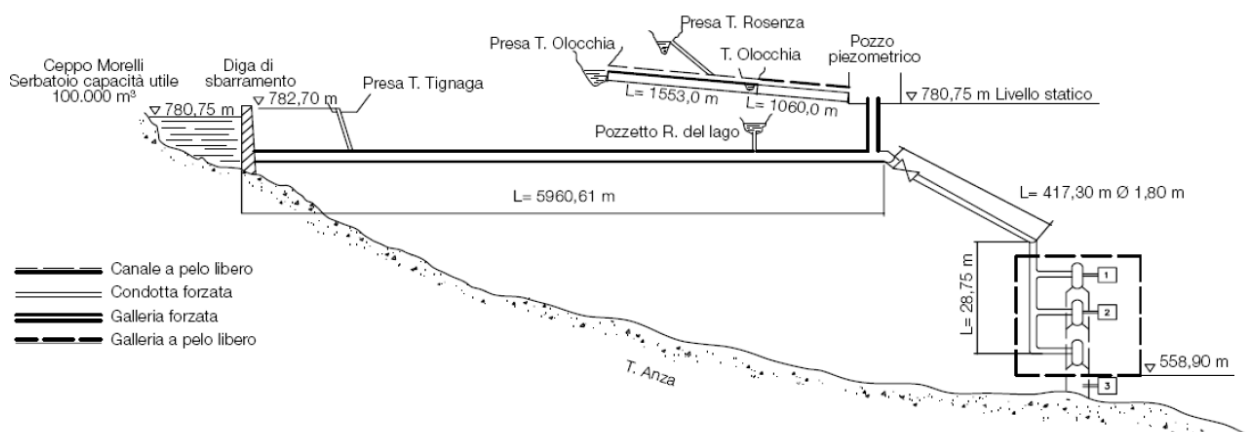


Figura 7-III. Schema dell'impianto di Battigio.

7.4.1 DESCRIZIONE DELL'IMPIANTO

L'impianto è costituito da:

Opere di presa

L'opera di presa principale è ubicata in sponda destra dell'invaso di Ceppo Morelli, ed è costituita da una soglia sfiorante che deriva una portata massima di $10 \text{ m}^3/\text{s}$, immettendola nel canale di derivazione.

L'invaso è realizzato mediante la diga di Ceppo Morelli, diga ad arco a raggio variabile, non tracimabile, che poggia in parte su roccia e in parte su due spalle a gravità massiccia. Lo sbarramento ha un'altezza di 39 m e crea un serbatoio avente un volume di circa 100000 m^3 ; è dotata di uno scarico di superficie in sponda sinistra, mentre in sponda destra si trova uno scarico di mezzofondo con sezione circolare avente diametro di 3.5 m che scarica a valle del paramento della diga stessa.

Derivazione

La condotta di derivazione è la parte dell'impianto utile al trasferimento della portata derivata nei pressi della centrale di produzione, costruita in modo da limitare al massimo le perdite di carico, cioè realizzata con pendenza minima e limitando il più possibile i valori di velocità dell'acqua stessa.

La soglia sfiorante citata in precedenza, convoglia l'acqua verso una galleria in pressione lunga 6 Km, avente diametro di 2.3 m e sezione policentrica o, dove le condizioni geologiche lo richiedono, sezione circolare armata.

Nella galleria di adduzione si immettono anche le acque del Rio Tignana e del Rio Lago, le quali vengono derivate mediante traverse a soglia sfiorante munite di una griglia e poi convogliate nella galleria principale, rispettivamente mediante una galleria a sezione rettangolare e un canale in calcestruzzo seguito da un pozzo verticale.

Pozzo piezometrico

Al termine della galleria d'adduzione si trova la capacità di compenso, avente la funzione di dissipare la sovrappressione di colpo d'ariete in caso di manovre brusche e di evitare l'entrata d'aria nella condotta forzata. Ha un diametro di 3.5 m e un'altezza di 16.75 m, alla sua sommità vi è la camera di espansione superiore con sezione di 20 m^2 e profondità di 60 m.

Nella camera di espansione si immettono le acque dei rii Olocchia e Rosenza mediante tubazioni metalliche interrate; entrambe hanno come opera di presa una traversa in calcestruzzo.

Condotta forzata

Dal pozzo piezometrico parte la condotta forzata che alimenta i macchinari presenti in centrale, ha un andamento pseudo verticale e ha lo scopo di trasferire l'acqua, trasformando l'energia di posizione in energia cinetica che mette in moto le pale della turbina; è progettata per una portata massima di $12 \text{ m}^3/\text{s}$ ed è del

tipo chiodato con lunghezza di 417,3 m e diametro di 1.8 m. La corretta progettazione della condotta forzata viene eseguita cercando un compromesso tra il diametro del tubo e lo spessore dello stesso, che a loro volta sono funzione della pressione esercitata dall'acqua sommata alla sovrapressione di colpo d'ariete.

Centrale

La condotta forzata termina in un collettore a tre diramazioni che immettono l'acqua in altrettante turbine Francis ad asse orizzontale. Esse hanno potenze massime unitarie di 7.5 MW alle quali sono collegati tre alternatori, due di potenza di 8.56 MVA e uno di 7.2 MVA. Nel medesimo edificio sono contenuti i quadri di comando, controllo e protezione dei gruppi generatori e delle altre parti d'impianto, i trasformatori e le apparecchiature dei servizi ausiliari, gli apparati di telecomunicazione, le batterie di accumulatori, officine ed uffici.

Restituzione

I gruppi di produzione scaricano in un canale sottostante alla sala macchine, realizzato in muratura e pietrame con sezione di 1 m^2 che scarica 40 m a valle della centrale. Il canale è dotato di uno stramazzo automatico che ne regola la quota. L'acqua deve essere restituita al corso d'acqua naturale cercando di limitare al massimo i valori di velocità, per non incorrere in problemi di erosione o di instabilità delle sponde.

Dai gestori dell'impianto inoltre viene sottolineato come la diga non venga più utilizzata come serbatoio di accumulo mediante la quale fare una regolazione settimanale o mensile della portata, bensì il funzionamento possa essere considerato ad "acqua fluente".

Questo è dovuto alla riduzione progressiva della capacità di invaso della diga, passata dagli 0.5 milioni di m^3 originariamente progettati agli attuali 100.000 m^3 , a causa dell'elevato trasporto solido del torrente Anza, che ha progressivamente riempito di sedimento fine il serbatoio.

Inoltre, in caso di eventi di precipitazione intensi, viene attivato lo sfioratore di superficie e in quel caso la portata derivata dalla diga è massima e pari a $10 \text{ m}^3/\text{s}$.

7.4.2 ENERGIA ANNUA PRODOTTA

Per la stima della portata derivata dall'impianto non si ricorre al bilancio idrico in diga, poiché come suggerito dall'ingegnere responsabile della stessa, l'andamento della curva dei volumi di invaso fa sì che per modeste variazioni di livello idrico ci siano grandi variazioni nel volume, rendendo difficoltoso suddividere la portata derivata da quella uscente dallo sfioratore di superficie.

Gli stessi gestori dell'impianto inoltre suggeriscono che il funzionamento dell'impianto è ad acqua fluente e non più a serbatoio a causa della limitata capacità dell'invaso stesso, come si evince dalla curva di invaso riportata per il mese di febbraio nella *Figura 4-XX*. Detto questo, considerando che la variazione di volume

idrico invasato sia modesta, gli stessi gestori suggeriscono di considerare come portata derivata la portata in ingresso alla diga, nel caso essa non superi la portata massima derivabile di $10 \text{ m}^3/\text{s}$.

Riassumendo la portata derivata dalla soglia sfiorante in sponda destra alla diga è calcolata come:

$$\begin{cases} \text{se } Q_{in} < 10 \frac{\text{m}^3}{\text{s}} : Q_{diga} = Q_{in} \\ \text{se } Q_{in} > 10 \frac{\text{m}^3}{\text{s}} : Q_{diga} = 10 \frac{\text{m}^3}{\text{s}} \end{cases}$$

Tale valore è il contributo fondamentale che alimenta la centrale di Battigio, ad esso vanno aggiunte le portate derivate dagli affluenti del torrente Anza tra cui: il Rio Lago, l'Olocchia, il Rosenza e il Tignana.

Come portata media giornaliera apportata da questi affluenti i gestori dell'impianto suggeriscono di considerare un valore medio di $1 \text{ m}^3/\text{s}$. Complessivamente, sommando la portata derivata in diga e quella proveniente dagli affluenti minori, l'impianto deriva una portata media giornaliera pari a $5.3 \text{ m}^3/\text{s}$.

Al fine di verificare che la procedura di stima della portata derivata sia corretta, si confrontano i volumi idrici annui derivati calcolati, prima utilizzando la portata del torrente Anza in corrispondenza dell'invaso grazie al modello afflussi-deflussi concettuale e, successivamente, quelli effettivamente misurati presso la centrale di Battigio. Il volume annuo turbinato sarà pari a:

$$V_{\text{annuo turbinato}}[\text{m}^3] = \sum_1^{365} Q_{\text{turb}} \cdot 24 \cdot 3600$$

Nella *Tabella 7-I* si riportano i volumi annui derivati osservati e simulati per il periodo 2009-2012:

Volume turbinato annuo [Mm^3]		
Anno	Dati gestore	Stima modello concettuale
2009	181.82	187.41
2010	162.25	159.26
2011	172.42	173.28

Tabella 7-I. Confronto tra volume cumulato misurato all'impianto e simulato dal modello.

Dopo aver stimato con precisione accettabile il volume, si passa alla quantificazione della potenza giornaliera prodotta dall'impianto definita come:

$$W_i[\text{KW}] = \frac{\gamma \cdot Q_{\text{turb},i} \cdot \bar{H} \cdot \eta}{1000}$$

La potenza è funzione, oltre che della portata, del salto utile medio e del rendimento dell'impianto.

Il salto utile è definito come la differenza tra il livello idrico medio del pozzo piezometrico e la quota dell'ingresso alla turbina. Nel caso in esame tra il pozzo piezometrico e il gruppo di tre turbine posto nella centrale di Battigio il salto statico è pari a 221.92 m. Per quanto riguarda il rendimento invece, esso deve tenere conto delle perdite di carico distribuite e concentrate che derivano dallo scorrimento dell'acqua

all'interno delle condotte e del rendimento dei macchinari utilizzati per la produzione e distribuzione dell'energia.

Pertanto a rigore andrebbe definito come:

$$\eta = \eta_{tur} \cdot \eta_{gen} \cdot \eta_{tr} \cdot \eta_c$$

Cioè dovrebbe tenere conto del rendimento della turbina, che a sua volta è funzione del salto e della portata, di quello del generatore e del trasformatore necessari per la distribuzione dell'energia elettrica prodotta e delle perdite di carico in condotta forzata, solitamente stimate in funzione della scabrezza.

Come valor medio del rendimento dai gestori dell'impianto è suggerito di utilizzare un valore pari a 0.81 onnicomprensivo di tutte le perdite energetiche.

Dopo aver calcolato la potenza giornaliera prodotta, sommandola nell'intero anno e moltiplicandola per il numero di ore in un giorno è possibile definire la potenza annua prodotta:

$$E_{annua} \left[\frac{KWh}{anno} \right] = \sum_{i=1}^{365} W_i \cdot 24$$

Tale valore di energia media annua viene calcolato nell'ipotesi che le turbine funzionino 365 giorni l'anno per 24 ore. Nota l'energia prodotta è possibile stimare il ricavo medio annuo, tenendo conto di un prezzo di vendita medio mensile dell'energia basato sui prezzi minimi garantiti, variabili in funzione della potenza dell'impianto. Nella *Tabella 7-II* si riportano i parametri di concessione dell'impianto di Battigio, forniti dalla stessa Edison:

PARAMETRI DI CONCESSIONE	
Bacino Imbrifero [Km^2]	157.00
Volume di invaso [m^3]	100000
Producibilità media [GWh]	72.00
Volume annuo derivato [Mm^3]	170.00
Portata massima di concessione [m^3/s]	12.00
Salto statico [m]	221.92
Deflusso minimo vitale dall'invaso [l/s]	710.00
Deflusso minimo vitale negli affluenti [l/s]	262.00

Tabella 7-II. Parametri di concessione per l'impianto di Battigio.

In particolare focalizziamo l'attenzione sul deflusso minimo vitale, quantitativo idrico minimo che deve essere rilasciato dall'impianto a risoluzione giornaliera per garantire l'adeguata conservazione dell'ecosistema fluviale, in termini di flora e fauna. Dalla *Tabella 7-II* si nota come gran parte della portata del torrente venga sottratta dal corso d'acqua, tuttavia è necessario rilasciarne una parte per sottostare ai vincoli normativi che impongono il rilascio del DMV.

Nel presente lavoro, l'obiettivo è quello di quantificare come il possibile cambiamento nel regime idrologico futuro, in risposta alle variabili climatiche, possa influenzare la produzione di energia idroelettrica della

centrale di Battigio. Infatti si è già sottolineato come la potenza e quindi l'energia prodotta, siano funzione della portata derivata dall'impianto, la quale è strettamente connessa alle dinamiche di precipitazione e di fusione glaciale e nivale a causa delle caratteristiche del bacino imbrifero che lo alimentano.

7.4.3 STIMA DEL RICAVO MEDIO ANNUO

Il ricavo medio annuo verrà stimato moltiplicando l'energia media annua prodotta, per il prezzo di vendita medio dell'energia elettrica, il quale varia in funzione del mese, come certificato dal GSE (Gestore dei servizi energetici italiano).

In particolare, per tenere conto della variabilità annuale del prezzo di vendita dell'energia elettrica, si sono utilizzate le stime di prezzo di vendita mensile dal 2005 al 2014, rese disponibili dallo stesso GSE, considerandone un valor medio.

Nella *Tabella 7-III* si riporta un esempio del monitoraggio annuale compiuto dall'ente:

MESE	Prezzo d'acquisto. PUN (€/MWh)			Quantità totali (MWh·10 ⁶)
	Media	Minimo	Massimo	
Gennaio	59.27	6.94	92.86	24.76
Febbraio	51.34	3.28	90.38	22.88
Marzo	46.73	2.23	149.4	24.19
Aprile	45.76	6.18	101.3	21.81
Maggio	46.66	6.09	92.02	22.83
Giugno	47.02	10.7	111.4	23.55
Luglio	46.42	24.08	63.48	25.80
Agosto	47.17	8.18	109	21.81
Settembre	57.97	25.75	145.7	23.46
Ottobre	62.23	30.19	130.7	23.94
Novembre	54.59	17.76	145	23.16
Dicembre	59.58	13.88	117.1	23.79

Tabella 7-III. Prezzo medio vendita dell'energia elettrica. (GSE 2014)

Il prezzo medio di vendita dell'energia elettrica è frutto di un compromesso tra domanda ed offerta e non è obiettivo di questa tesi approfondire questa tematica, tuttavia si ritiene importante, ai fini della quantificazione della variabilità del ricavo medio annuo, tenere conto di un prezzo medio, funzione del mese di produzione. Questo si ritiene di primaria importanza poiché, come presentato nei paragrafi che seguono, la variabilità del regime idrologico porta ad una diversa distribuzione del deflusso sia in termini volumetrici che di disponibilità temporale della risorsa. La variabilità nel regime idrologico si riflette poi inevitabilmente sull'energia media annua prodotta e quindi sul ricavo medio annuo. Uno sviluppo futuro potrebbe essere quello di tenere conto delle fluttuazioni orarie del prezzo e quindi correlare la gestione della produzione a quella della richiesta di energia.

Nella *Figura 7-IV* si riporta la variabilità mensile del prezzo di vendita medio dell'energia elettrica:

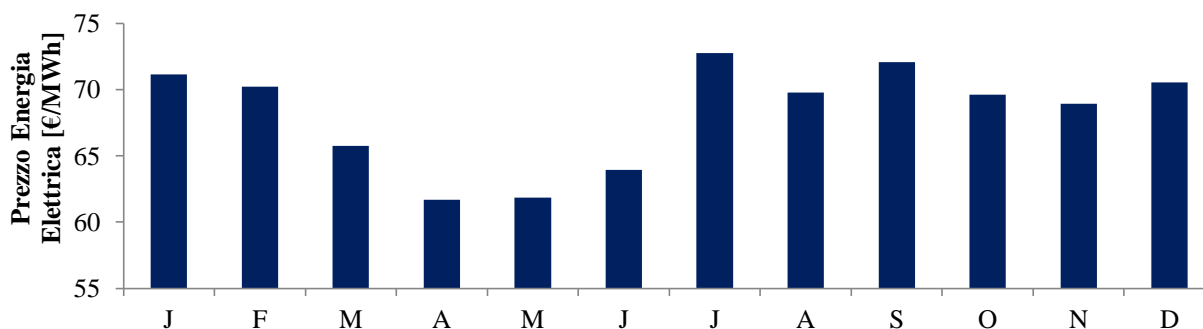


Figura 7-IV. Prezzo medio mensile di vendita dell'energia elettrica per gli anni dal 2005-2014. (GSE)

I mesi estivi e invernali sono quelli in cui si registra il più alto prezzo di vendita dell'energia, mentre il minimo è posizionato nei mesi primaverili. Si sottolinea inoltre come tali valori cambino in funzione dell'area geografica considerata, differenziata tra Nord, Centro e Sud Italia presentati nei report del GSE.

Nei paragrafi successivi verranno proposti degli scenari di cambiamento climatico e ne verranno valutati gli effetti sul regime idrologico in termini di volume cumulato annuo, curva di durata delle portate, SWE e le ripercussioni sulla produzione di energia idroelettrica e sul ricavo medio annuo.

7.5 SCENARIO I: LA REGRESSIONE DEI GHIACCIAI

Il primo obiettivo che ci si pone consiste nell'utilizzare il modello concettuale per calcolare l'intervallo di tempo necessario affinché la riserva di acqua stoccata nei ghiacciai possa esaurirsi con serie conseguenze nell'approvvigionamento idrico, nella produzione di energia idroelettrica, nella stabilità dei versanti, oltre che nella modifica del paesaggio di alta montagna. Questo intervallo di tempo verrà valutato in funzione della variabilità del *degree day* del ghiaccio, come riportato nel paragrafo 7.5.2.

Tale operazione non può essere eseguita tramite il modello HBV-EC in quanto esso non è in grado di aggiornare l'estensione della superficie ghiacciata, poiché permette di calcolare la portata in funzione di una classificazione del suolo costante nel tempo. Oltretutto il modello concettuale richiede un onere computazionale sicuramente minore che, nel caso si utilizzi il metodo Montecarlo, risulta essere una questione di particolare importanza in termini di tempo impiegato per ottenere i risultati delle simulazioni.

Tale obiettivo si ritiene essere di particolare importanza poiché si è già assistito ad una riduzione areale dei ghiacciai del Monte Rosa nell'ultimo trentennio, 1984-2014, quantificato dal Comitato Glaciologico Italiano pari a -37%. Ciò significa che le riserve fossili stoccate nei ghiacciai sono già state intaccate da parecchi anni e il bilancio di massa degli stessi, anche se in nessuno di essi ci sono sufficienti campagne di misure volte a stabilirlo, è negativo.

Le uniche informazioni quantitative da questo punto di vista risultano essere reperibili per la lingua del ghiacciaio del Belvedere, poiché recentemente è stato oggetto di un'attenzione particolare a causa dell'insorgenza del "lago effimero". Dagli anni 2000 si è assistito all'aumento nella velocità di scorrimento del ghiacciaio la quale ha provocato l'incremento di spessore nella lingua terminale e una depressione nella porzione limitrofa alla parete Est del Monte Rosa, dove l'acqua di fusione ha creato un invaso di 3 milioni di m^3 . Tale fenomeno si è ripetuto nel 2001 e nel 2003; nel primo caso ha richiesto l'intervento della

protezione civile al fine di diminuire il volume idrico immagazzinato nel lago poiché poteva essere soggetto ad uno svaso repentino con la formazione di un'onda di piena pericolosa per i territori di valle.

Proprio in questo periodo, uno studio condotto da *Godone (2008)* ha cercato di quantificare il volume e lo spessore di ghiaccio stoccato nella lingua del ghiacciaio e di valutarne le variazioni rispetto all'antecedente campagna di misura. Dai rilievi effettuati emerge come fino agli anni 2000 il volume di ghiaccio sia aumentato fino al valore massimo di 130 milioni di m^3 , mentre le successive stagioni, caratterizzate da estati torride e precipitazioni invernali scarse, hanno portato ad una riduzione eccezionale del volume.

Nella *Tabella 7-IV* si riporta la quantificazione fatta dall'autore riguardo al volume di ghiaccio stoccato nella lingua del Belvedere:

Anno	Volume [$m^3 \cdot 10^8$]	Equivalente idrico [$m^3 \cdot 10^7$]	Variazione %	Spessore max [m]
1957	1.017	9.353	-	240.16
1991	1.310	12.05	22.4	255.01
2001	1.296	11.92	21.55	285.05
2003	1.039	9.561	2.17	389.22

Tabella 7-IV. Stima del volume della lingua del ghiacciaio del Belvedere secondo Godone.

Le altre informazioni riguardo all'ablazione, mostrano un trend di crescita del tasso di ablazione stesso valutato per le stagioni 2006, 2007 e 2008, che certificano come il ghiacciaio stia perdendo massa, come si è potuto osservare dall'irripidimento delle morene che circondano la lingua glaciale (*Godone & Chiabrando 2008*). In particolare durante queste stagioni le paline ablatometriche mostrano delle riduzioni nello spessore del ghiaccio da un minimo di 7.78 m ad un massimo di 15.48 m, causate da stagioni di fusione particolarmente calde, con valori di temperatura media superiori di 3-4°C alle medie di lungo periodo.

Sulla base di questi valori l'autore ha definito un trend del tasso di ablazione medio, nel quale viene sottolineato come l'anomalia sia associata all'inizio particolarmente precoce della stagione di fusione, come riportato nella *Figura 7-V*:

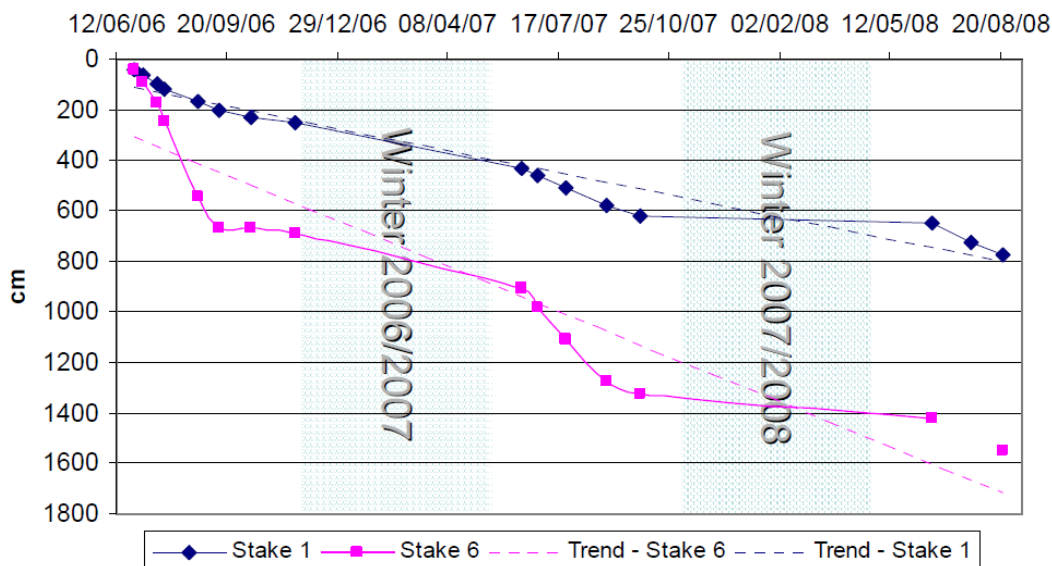


Figura 7-V. Tasso di ablazione cumulato della lingua del ghiacciaio del Belvedere. (Godone & Chiabrando 2008)

7.5.1 STIMA DEL VOLUME DI GHIACCIO PRESENTE IN VALLE ANZASCA

Al fine di prevedere l'evoluzione della superficie ghiacciata, è di primaria importanza conoscerne il volume, poiché esso costituisce la condizione iniziale fondamentale da inserire nel modello. In generale tale informazione è disponibile per un numero limitato di ghiacciai, tipicamente i ghiacciai aventi dimensioni rilevanti oppure quelli in cui sono condotte storicamente misure per il bilancio di massa. Per quanto riguarda il Piemonte, un esempio è quello del ghiacciaio del Cardoney, oppure in una zona limitrofa a quella di interesse, il ghiacciaio del Lys.

Oltre alla mappatura dell'area del ghiacciaio, sono necessarie misure di spessore dello stesso oppure la mappatura della posizione del bedrock oltre che, nel caso si abbia a che fare con un ghiacciaio nero, della distribuzione areale dello spessore dei detriti di copertura.

Ottenere queste informazioni è difficile, tipicamente si sfrutta la tecnologia della prospezione geofisica mediante radar per la mappatura del bedrock e immagini satellitari, o modelli digitali del terreno, per la ricostruzione della superficie, mentre il volume viene stimato come differenza spaziale fra le due superfici.

Nella maggior parte dei ghiacciai tuttavia, tali informazioni non sono disponibili e il volume di ghiaccio totale è spesso stimato tramite relazioni empiriche che legano la superficie del ghiacciaio al volume, oppure allo spessore medio. Tale tecnica è sicuramente la più utilizzata ma non tiene conto di altre caratteristiche importanti e peculiari per ogni ghiacciaio come l'andamento geometrico della superficie, il clima locale, la copertura detritica e per questo sono soggette a notevole incertezza.

Nel nostro caso, non avendo a disposizione informazioni sufficienti per utilizzare tecniche più sofisticate come quelle recentemente introdotte da *Farinotti et al. (2009)*, si è deciso di utilizzare una legge di potenza che lega area e volume, secondo la definizione *Bahr et al. (1997)*:

$$V = cA^\gamma$$

Dove V , misurato in Km^3 , è il volume di ghiaccio totale, avente area (Km^2), mentre c e γ sono delle costanti empiriche stimate da regressioni lineari che minimizzano l'errore nella stima del volume stesso rispetto al dato osservato. Tale relazione è valida non solo dal punto di vista statistico, ma *Bahr* ha dimostrato come essa sia fisicamente basata, dopo aver studiato approfonditamente le variazioni di bilancio di massa mediante appunto una relazione di scala fra area e volume.

La legge di scala può essere giustificata dal punto di vista fisico, ed è ritenuta generalmente valida per la gran parte dei ghiacciai vallivi oltre che per le calotte polari; in particolare si mostra come l'esponente γ può assumere valori attorno a 1.375 per i primi e 1.25 per le seconde.

Questa relazione è stata definita per calcolare il volume di un ghiacciaio ideale e cambia in risposta ad una crescita o decrescita dello spessore. Sicuramente è frutto di approssimazioni importanti e ogni dataset fornisce dei valori dei parametri più o meno differenti, che mostrano come sussista una variabilità legata alle caratteristiche morfologiche proprie di ciascun ghiacciaio.

Nel caso in esame si è fatto riferimento ai parametri della formula allometrica citata in precedenza, determinati tramite regressione lineare partendo da un data set di 62 ghiacciai svizzeri, in cui il volume è stato stimato mediante un metodo geometrico descritto da *Farinotti et al. (2009)*, basato su sole grandezze di tipo morfologico. I parametri ottenuti sono: $c = 0.041$ mentre $\gamma = 1.41$, estremamente vicini a quelli descritti da Bahr, nell'ipotesi che il ghiacciaio si trovi in condizioni stazionarie; tuttavia γ può variare fortemente se si considerano le condizioni di transitorio come sottolineato da *Radić et al. (2007)*.

L'area dei singoli ghiacciai è stata ricavata dal database del WGI (World Glacier Inventory) aggiornato al febbraio 2012, il quale riporta oltre all'area, altre caratteristiche importanti per un ghiacciaio come: l'altitudine della linea di equilibrio, l'estensione altimetrica, la forma, la tipologia, l'esposizione.

Nella *Tabella 7-V* si riportano i ghiacciai che occupano la parte superiore della Valle Anzasca e, per ognuno di essi, la stima del volume del singolo comparto, secondo la relazione allometrica:

Nome	Area [km^2]	Z_{min} [m]	Z_{max} [m]	Z_{ELA} [m]	Aspect [°]	L_{max} [m]	Volume [Mm^3]
Locce O	0.26	2790	3170	2900	90	0.7	3.74
P.zo Bianco	0.24	2390	2750	2520	315	0.9	3.34
Locce Nord	2.15	2210	3490	2600	0	2.4	73.57
Belvedere	5.58	1760	4520	2300	45	6.1	282.29
Norden	1.17	2140	4600	2600	45	2.6	31.19
Piccolo Fillar	0.72	2450	3600	2800	90	1.8	15.73
Castelfranco	0.44	2120	3590	2120	90	2.3	7.86
Jazzi	0.24	3160	3800	3400	90	0.9	3.34
Roffel O	0.84	2730	3480	3050	135	1.3	19.55
Roffel E	0.15	2780	3050	2780	180	0.5	1.72
Sevinen	0.16	2840	3200	2840	180	0.5	1.89
TOTALE							444.225

Tabella 7-V. Caratteristiche principali dei ghiacciai presenti in valle Anzasca.

Il volume totale stimato è pari a 450 milioni di m^3 , la riserva idrica stoccata è estremamente rilevante se la si raffronta ai comuni invasi per la produzione di energia.

Tale valore presenta al suo interno un'intrinseca incertezza a causa di:

- Incertezza nella definizione dell'area attualmente coperta da ghiacciai poiché la mappatura è spesso eseguita mediante rilievi da satelliti, con difficoltà legate alla presenza delle nubi e alla classificazione del pixel sulla base della riflettività;
- Utilizzo di una relazione empirica sfruttando parametri calibrati su un dataset che non comprende i ghiacciai oggetto di questo studio;

Per uno sviluppo futuro potrebbe essere utile reperire un rilievo maggiormente dettagliato dei ghiacciai della Valle Anzasca in termini sia di spessore, che di area coperta. La difficoltà principale risiede nell'accessibilità dei ghiacciai stessi infatti, se escludiamo la lingua del Belvedere, gli altri risultano dislocati a quote elevate e

difficilmente raggiungibili con gli strumenti tradizionali per il rilievo topografico o i più moderni strumenti utili alle prospezioni geofisiche.

Dopo aver stimato il volume, per studiarne la riduzione causata dall'accelerazione dei tassi di ablazione, è necessario definire la curva ipsografica dello stesso cioè, analogamente a quanto fatto per la superficie ricoperta da ghiaccio, il modello richiede la definizione della distribuzione altimetrica del volume di ghiaccio.

Siccome non abbiamo indicazioni in merito alla distribuzione spaziale dello spessore del ghiaccio, si assumerà che il volume di ogni singolo ghiacciaio sia distribuito uniformemente al variare della quota.

Per essere più precisi, se il ghiacciaio ha un'estensione altimetrica che va da 2000 a 3000 m e un volume di 1 milione di m³, supponendo di suddividere il territorio in fasce altimetriche costanti equispaziate di 200 m, distribuiremo 1/5 del volume per ognuna delle 5 fasce.

Tale procedimento viene ripetuto per tutti i ghiacciai e, sommando il contributo di ognuno di essi per ogni fascia altimetrica in cui si è suddiviso il bacino, si otterrà l'andamento del volume al variare della quota:

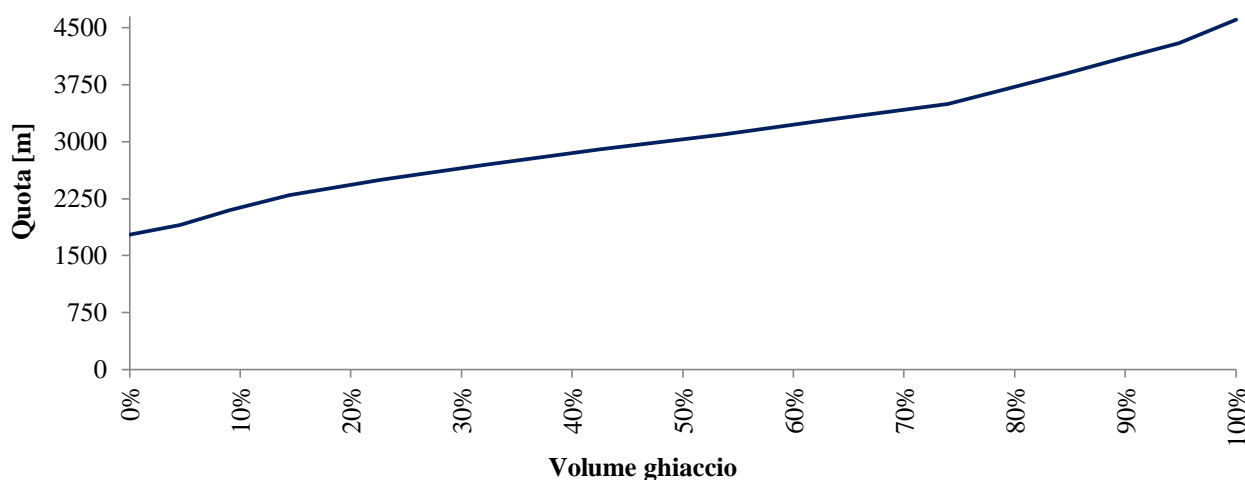


Figura 7-VI. Curva ipsografica del volume di ghiaccio presente nel bacino chiuso alla diga di Ceppo Morelli.

A causa dell'ipotesi descritta in precedenza l'andamento è pressoché lineare, anche se la distribuzione dell'area ghiacciata non è propriamente uniforme, infatti vi sono delle fasce altimetriche maggiormente predisposte per la conservazione del ghiaccio stesso in funzione dell'esposizione dei versanti e della pendenza.

7.5.2 BILANCIO DI MASSA DEL GHIACCIAIO

Al fine di valutare la perdita di massa osservata negli ultimi decenni sui ghiacciai, si è deciso di implementare un bilancio di massa semplificato che calcola la variazione di volume annuale del ghiaccio sulla base del *degree day* calibrato nel capitolo 4.7.

La procedura per la stima del volume idrico stoccato nell'apparato glaciale è descritta in dettaglio nel paragrafo 3.1.10, in seguito verranno riassunte brevemente le principali equazioni utilizzate per stimare la variazione areale annuale e aggiornare così l'estensione della superficie glaciale.

La variazione volumetrica giornaliera del volume riferita al giorno *i* e alla quota *j*-esima sarà definita come:

$$dV_{Ice\ i,j} \left[\frac{m^3}{giorno} \right] = -M_{Ice,i} \cdot (T_{i,j} - T_{soglia}) \cdot A_{ghiacc\ i,j}$$

Pertanto la perdita annua volumetrica sarà pari a:

$$dV_{Ice\ k,j} \left[\frac{m^3}{anno} \right] = \left[\sum_{i=1}^{365} -M_{Ice,i} \cdot (T_{i,j} - T_{soglia}) \right] \cdot A_{ghiacc\ k-1,j}$$

Ad essa va aggiunto l'eventuale accumulo nevoso che può ricoprire il ghiaccio alla fine della stagione di ablazione, pertanto ad ogni fascia altimetrica verrà calcolato il bilancio dell'equivalente idrico nivale come differenza tra l'accumulo nevoso alla fine della stagione di ablazione e quello all'inizio della stessa.

$$dV_{Snow\ k,j} \left[\frac{m^3}{anno} \right] = (SWE_{Fin} - SWE_{Ini}) \cdot A_{ghiacc\ k-1,j}$$

L'accumulo nevoso stagionale residuo si ipotizza che si trasformi in ghiaccio alla fine della stagione di ablazione. Pertanto la variazione annua del volume di ghiaccio alla generica fascia altimetrica j , all'anno k , è calcolato tramite il bilancio dell'equivalente idrico nivale e del volume di ghiaccio perso a causa dell'ablazione, come specificato nell'espressione:

$$dV_{k,j} \left[\frac{m^3}{anno} \right] = dV_{Snow\ k,j} + dV_{Ice\ k,j}$$

Sfruttando la relazione allometrica, la variazione areale annuale può essere calcolata come:

$$dA_{k,j} \left[\frac{m^2}{anno} \right] = \frac{dV_{k,j}}{V_{k-1,j}} \cdot A_{k-1,j} \cdot \frac{1}{\gamma}$$

In definitiva si può aggiornare il valore dell'area ghiacciata, tramite la variazione areale appena calcolata, secondo la definizione:

$$A_{k,j}[m^2] = A_{k-1,j} + dA_{k,j}$$

Stessa cosa si può dire per il volume:

$$V_{k,j}[m^3] = V_{k-1,j} + dV_{k,j}$$

In questo modo è possibile valutare per ogni anno e per ciascuna delle fasce altimetriche la variazione areale associata alla perdita di volume causata dall'ablazione.

Questo fa sì che una riduzione dell'area provochi una diminuzione della fusione annua che giunge alla sezione di chiusura.

Il volume totale invece, valutato al generico *anno k*, sarà ottenuto sommando il volume di ghiaccio restante per ognuna delle fasce altimetriche:

$$V_{Tot\ k}[m^3] = \sum_{j=1}^{N^{\circ}\ fasce} V_{k,j}$$

Riportiamo ora la curva che descrive l'andamento del volume di ghiaccio annuale, per un orizzonte di simulazione di 45 anni; tali curve sono ottenute utilizzando come dati in input al modello serie di temperatura e precipitazione annue accoppiate, estratte casualmente tra gli anni idrologici disponibili osservati presso la stazione meteorologica di Macugnaga Pecetto, mediante il metodo Montecarlo.

Nella *Figura 7-VII* si riporta la diminuzione del volume del ghiacciaio nel tempo in funzione del parametro M_{max} che descrive il tasso di ablazione massimo del ghiaccio, valutato al 21 giugno, che unitamente, al valore di M_{min} (fissato a 0 dopo calibrazione del modello concettuale), consente di calcolare il valore del *degree day* a livello giornaliero come riportato nel paragrafo 3.1.8:

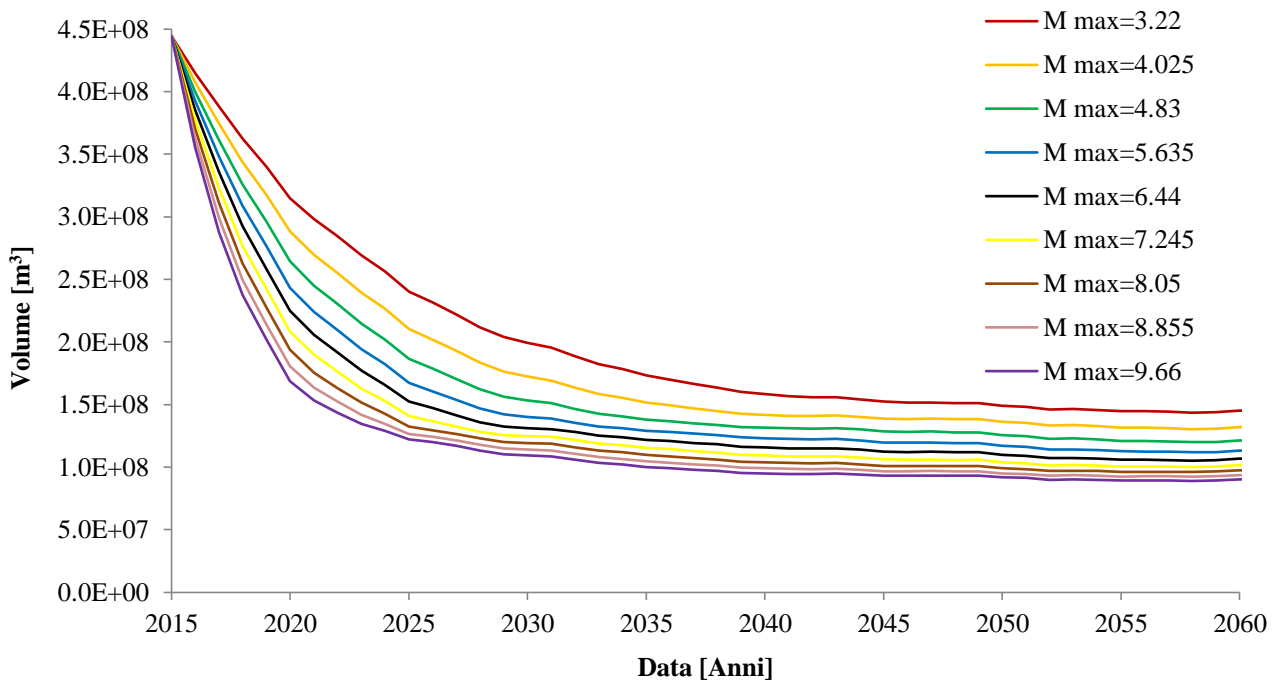


Figura 7-VII. Curva di decrescita del volume di ghiaccio totale.

Il bilancio descritto poc'anzi mostra come il volume di ghiaccio sia destinato a ridursi drasticamente in breve periodo, soprattutto per le fasce altimetriche posizionate alle quote inferiori. La variazione sarà tanto più repentina quanto maggiore è il valore del *degree day* utilizzato, poiché esso è direttamente proporzionale alla fusione annua globale. Le curve giungono tutte ad un asintoto poiché sopra i 3500 m la temperatura si mantiene sufficientemente bassa da preservare il volume di ghiaccio stoccato, infatti, sopra tale quota, i giorni in cui la temperatura media è positiva sono estremamente pochi.

Tali andamenti sono frutto di una serie di ipotesi, che possono essere più o meno veritiere:

- Valore del *degree day* della neve e del ghiaccio che si manterranno costanti anche in futuro;

- Incertezza nella stima del volume del ghiaccio totale, causata dall'utilizzo della relazione allometrica;
- Serie di temperatura e precipitazione immutate rispetto alla situazione attuale: va sottolineato come all'interno degli anni selezionati per le simulazioni ci siano stagioni particolarmente calde come il 2003 o il 2006. In questi anni, soprattutto nel periodo di fusione, si è assistito ad anomalie termiche positive importanti;
- Il bilancio del ghiacciaio trascura il fatto che un apparato glaciale è una massa in movimento in grado di trasferire massa dalla parte sommitale verso la base, questo potrebbe decelerare la riduzione dell'area ghiacciata alle quote inferiori, oppure aumentare la riduzione dell'area a quote maggiori;

I risultati delle simulazioni, riportati nei paragrafi seguenti, che descrivono gli effetti della riduzione della superficie ghiacciata sul regime idrologico e sulla produzione di energia idroelettrica si riferiscono al valore di *degree day* del ghiaccio calibrato sulle misure di portata disponibili per la sezione di Macugnaga Pecetto. (Paragrafo 4.7)

7.5.3 INFLUENZA SUL REGIME IDROLOGICO

Come descritto nel capitolo 4.10.3 la fusione glaciale, a livello attuale, contribuisce al 25% della portata che transita alla sezione di chiusura, pertanto una riduzione dell'area ghiacciata influirà negativamente sul quantitativo idrico disponibile alla centrale di Battigio.

Per valutare in maniera quantitativa tale influenza, si utilizza il modello idrologico concettuale calibrato in precedenza per stimare la portata nei prossimi 25 anni. Per dare validità statistica ai risultati delle simulazioni, vengono selezionati casualmente i dati in input utilizzando il metodo Montecarlo:

- I dati in input al modello saranno costituiti da una serie di 25 anni di temperatura e precipitazione, in cui per ogni anno viene estratto casualmente uno dei 13 anni osservati a disposizione: si definisce una variabile aleatoria uniforme che può assumere valori tra 1 e 13, si calcola la funzione di ripartizione, si estrae un numero casuale tra 0 e 1 e, mediante il metodo dell'inversione, si seleziona in maniera pseudo casuale un numero tra 1 e 13. La procedura termina dopo aver eseguito 25 estrazioni. In Figura 7-VIII si riporta uno schema concettuale che descrive il metodo dell'inversione o dell'integrale di probabilità:

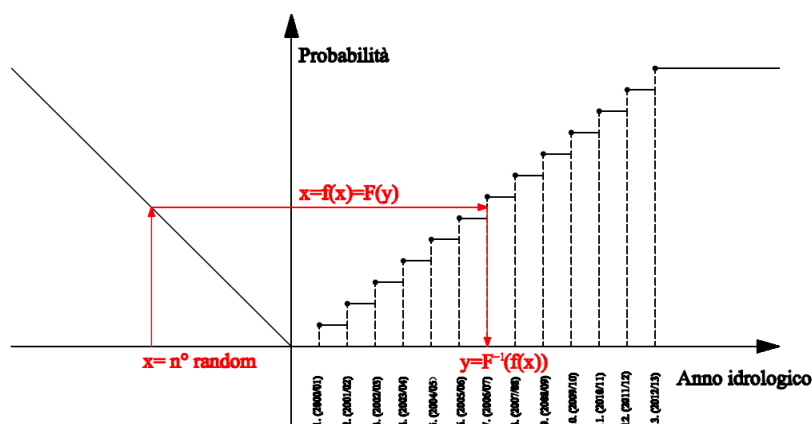


Figura 7-VIII. Metodo dell'inversione per selezionare casualmente uno dei 13 anni di dati osservati a disposizione.

- A questo punto viene eseguita la simulazione che restituisce le grandezze di interesse: portata, portata derivata dall'impianto, energia annua prodotta ecc...
- Tale procedura viene ripetuta per 200 volte, in modo che si possa ottenere una stima della media e della varianza della generica variabile calcolata, in funzione della variabilità intrinseca degli input considerati. Questo permette di definire un intervallo di confidenza entro il quale la media della variabile rientra con probabilità pari a γ . Infatti, per il teorema centrale del limite, per n molto grande è possibile affermare che:

$$\frac{\bar{X}_n - \mu}{\sigma/\sqrt{n}} \approx N(0,1)$$

Lo stimatore \bar{X}_n , sempre per il teorema centrale del limite, è distribuito come una normale di media μ e varianza σ^2/n , se visto come somma di n variabili aleatorie indipendenti ed identicamente distribuite. Fatte tali considerazioni, è possibile definire un intervallo di confidenza asintotico bilatero per la media della grandezza simulata (es. volume medio cumulato o energia media annua prodotta), all'interno del quale la media stessa rientra con probabilità pari a γ :

$$P \left[-\phi^{-1} \left(\frac{1+\gamma}{2} \right) \leq \frac{\bar{X}_n - \mu}{\sigma/\sqrt{n}} \leq \phi^{-1} \left(\frac{1+\gamma}{2} \right) \right] = \gamma$$

$$\bar{X}_n - \frac{\sigma}{\sqrt{n}} \cdot \phi^{-1} \left(\frac{1+\gamma}{2} \right) \leq \mu \leq \bar{X}_n + \frac{\sigma}{\sqrt{n}} \cdot \phi^{-1} \left(\frac{1+\gamma}{2} \right)$$

Nel caso in esame gli intervalli di confidenza verranno definiti con livello di significatività $\alpha = 0.001$, ovvero con $\gamma = 0.999$. Un'ultima precisazione riguarda il fatto che anche la varianza non è nota a priori, pertanto verrà sostituita dal suo stimatore, come suggerito dal teorema di Slutsky:

$$S_x^2 = \frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{X}_n)^2$$

Si sottolinea come lo scenario considerato non intervenga con alcuna modifica sulla temperatura, bensì si vuole valutare il solo effetto della riduzione areale della superficie ghiacciata causata dalla fusione.

Nelle pagine successive verranno riportati i risultati ottenuti dal modello raffrontando le simulazioni effettuate mantenendo la superficie glaciale attuale, cioè considerando un bilancio di massa nullo, con quelle ottenute inserendo una decrescita dell'area ghiacciata in relazione al bilancio volumetrico descritto nel paragrafo precedente (7.5.2).

Volume annuo cumulato alla sezione di chiusura

Nella *Figura 7-IX* si riporta il confronto tra gli andamenti del volume cumulato calcolati alla sezione di chiusura di Ceppo Morelli, nel caso in cui il bilancio volumetrico del ghiacciaio si mantenga nullo anche in

futuro e la stessa grandezza nel caso in cui ci sia una diminuzione dell'area ghiacciata a causa di un'ablazione maggiore della ricarica al ghiacciaio.

Il risultato ottenuto mostra una riduzione del volume idrico disponibile alla sezione di chiusura, causata da una diminuzione dell'apporto idrico da fusione glaciale, che risulta strettamente dipendente dalla decrescita temporale dell'area ghiacciata a sua volta funzione della perdita volumetrica annua.

Per ognuna delle due simulazioni si riportano la media (linea continua, ottenuta dalla media delle 200 simulazioni) indicata con il tratto più scuro, e un intervallo di confidenza con livello di significatività pari a 0.001, scelto poiché all'interno di esso la variabile aleatoria rientra con una probabilità del 99.9%.

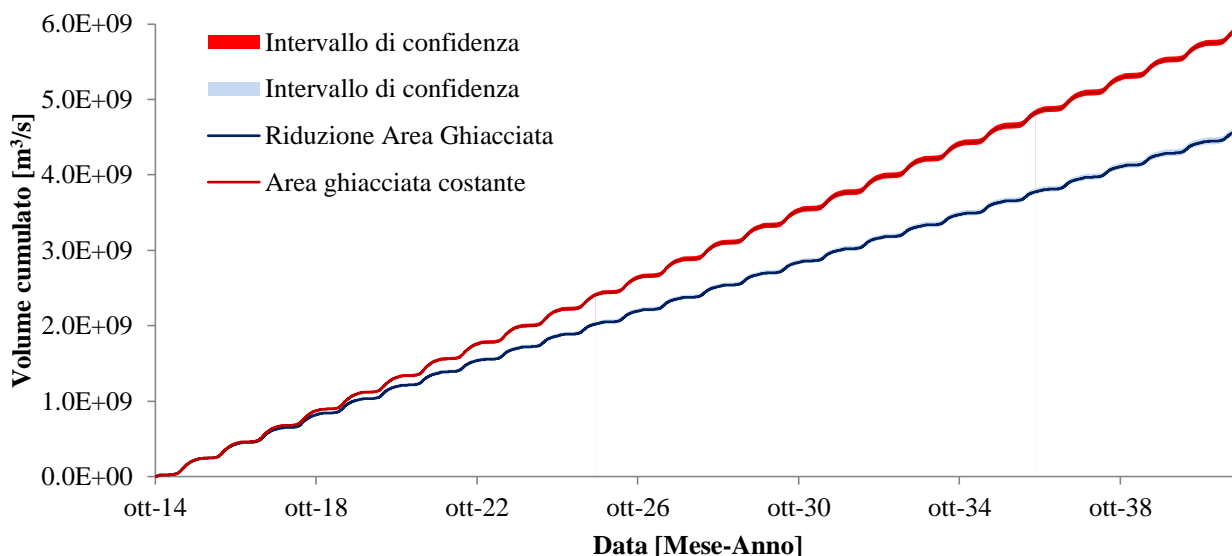


Figura 7-IX. Confronto tra gli andamenti dei volumi cumulati nel periodo 2014-40 per la sezione di Ceppo Morelli.

Per chiarire meglio il punto oltre il quale le differenze diventano apprezzabili, si riporta una vista di dettaglio del grafico riportato in precedenza:

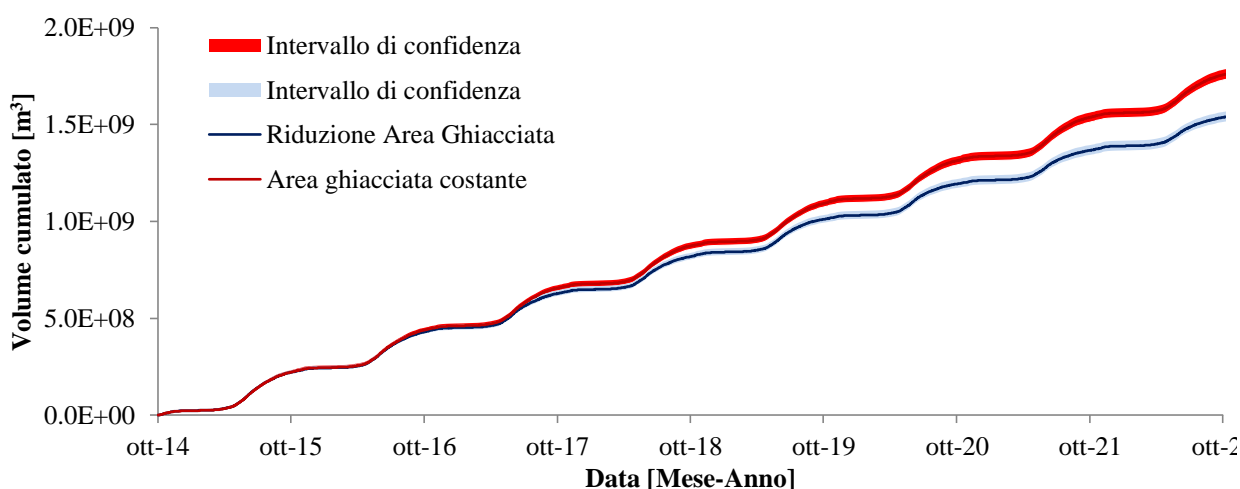


Figura 7-X. Confronto fra i volumi cumulati osservati e relativo intervallo di confidenza con significatività di 0.001.

Dalla Figura 7-X si può affermare che la riduzione dell'area ghiacciata provoca una riduzione del volume cumulato statisticamente significativa a partire dal 2018, anno in cui i due intervalli di confidenza non si sovrappongono. Questo vuol dire che al di là della variabilità dell'input, è lecito affermare che, con buona

probabilità, un tasso di riduzione dell'area ghiacciata come quello considerato si rifletterà automaticamente sulla riduzione del volume idrico alla sezione di chiusura.

Il valore del *degree day* del ghiaccio utilizzato in fase di simulazione è quello calibrato nel capitolo 4.7, che permette la chiusura del bilancio volumetrico per le sezioni di Macugnaga Pecceto e Ceppo Morelli.

Volume annuo di fusione

La decrescita del volume cumulato deriva dal fatto che il ghiacciaio sta perdendo volume e questo comporta una riduzione della superficie ghiacciata che nel modello va ad influire sul volume idrico di fusione glaciale, poiché si ricorda che esso viene stimato come:

$$M_{ghiaccio} \left[\frac{m^3}{giorno} \right] = \sum_{j=1}^{n^{\circ} fasce} ICE_{sciolto\ i,j} \cdot A_{ghiacciata\ j} \cdot 10^{-3}$$

Dai risultati (riportati nella *Figura 7-XI*) si nota come ci sia una forte riduzione del volume idrico da fusione glaciale soprattutto nel primo decennio, che rispecchia l'andamento di decrescita del volume del ghiaccio mostrato in *Figura 7-VII*; successivamente il deflusso idrico di ablazione si mantiene pressoché costante pari a circa 1/10 di quello attuale.

Il ghiacciaio infatti non scompare totalmente, ma solamente alle quote più basse, infatti si assiste ad un innalzamento della quota dei ghiacci perenni che inevitabilmente, non essendoci alcun trend nella temperatura e, unitamente alla riduzione della superficie, provoca una riduzione del tasso di fusione globale.

Nella *Figura 7-XI* si riporta il confronto tra il volume giornaliero simulato nella situazione attuale e nello scenario proposto per il periodo 2014-28 poiché è in tale periodo che si assiste alle variazioni più significative, mentre dal 2028-2040 la situazione rimane invariata rispetto a quest'ultimo anno di simulazione:

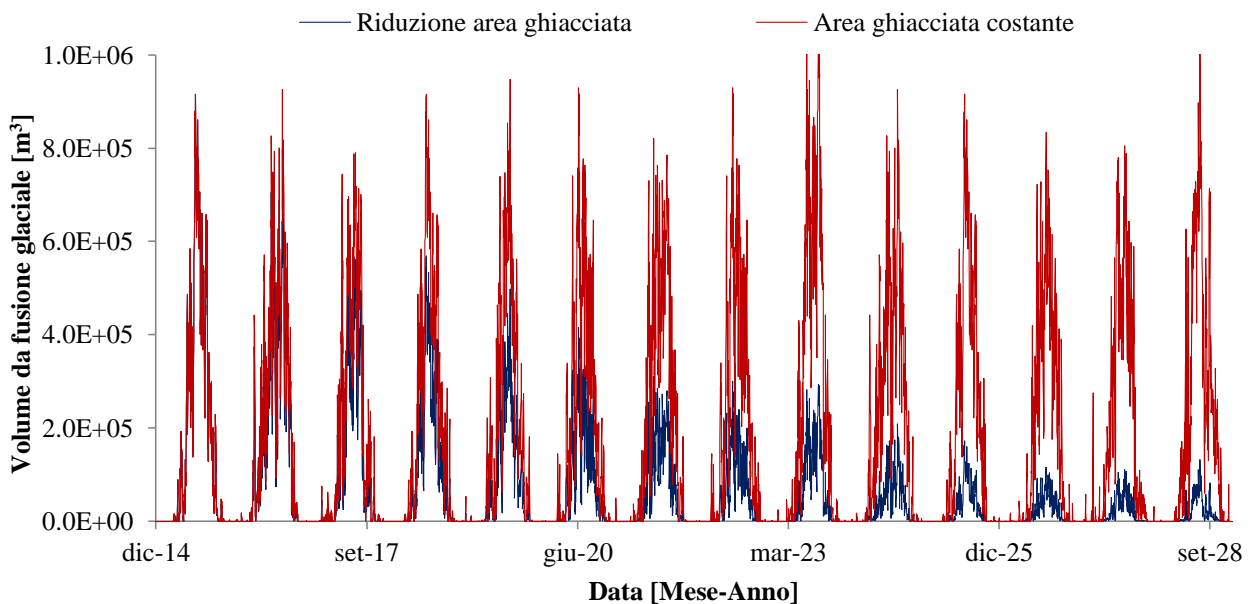


Figura 7-XI. Confronto tra l'apporto da fusione glaciale giornaliero alla sezione di chiusura per il periodo 2014-28.

Effetti sull'idrogramma

Di particolare interesse non è solamente la quantificazione del volume idrico, ma è di primaria importanza capire quando questo contributo venga meno, cioè stabilire l'influenza di questa riduzione sul timing dell'idrogramma alla sezione di chiusura.

Per sottolineare questo aspetto si riporta il raffronto tra l'idrogramma ottenuto considerando la conservazione inalterata del ghiacciaio e quello ottenuto inserendo l'aggiornamento dell'area in funzione del volume di fusione nell'ultimo anno di simulazione. (Figura 7-XII)

La differenza è evidente nella stagione di fusione, che tipicamente inizia ad aprile e finisce nei primi giorni di ottobre. In particolare nei mesi di luglio e agosto si arriva a perdere fino al 50-60% della portata giornaliera, passando da 10 m³/s a 4-5 m³/s dello scenario ipotizzato.

Questo si riflette in una minore disponibilità idrica in estate dove le acque da fusione sono indispensabili sia per l'approvvigionamento idrico che per l'irrigazione oltre ai problemi che un deflusso modesto possono esercitare sull'ecosistema acquatico.

Questo aspetto è di primaria importanza per la produzione di energia poiché nei bacini dominati dalla dinamica di fusione glaciale e nivale, solitamente la produzione è massima in estate e in questo periodo dell'anno si accumula volume idrico nei serbatoi da utilizzare in seguito nella stagione invernale, tipicamente siccitosa nelle grandi valli alpine.

Nella Figura 7-XII si riporta il raffronto degli idrogrammi nell'ultimo anno di simulazione, dove l'apporto da fusione glaciale è minimo:

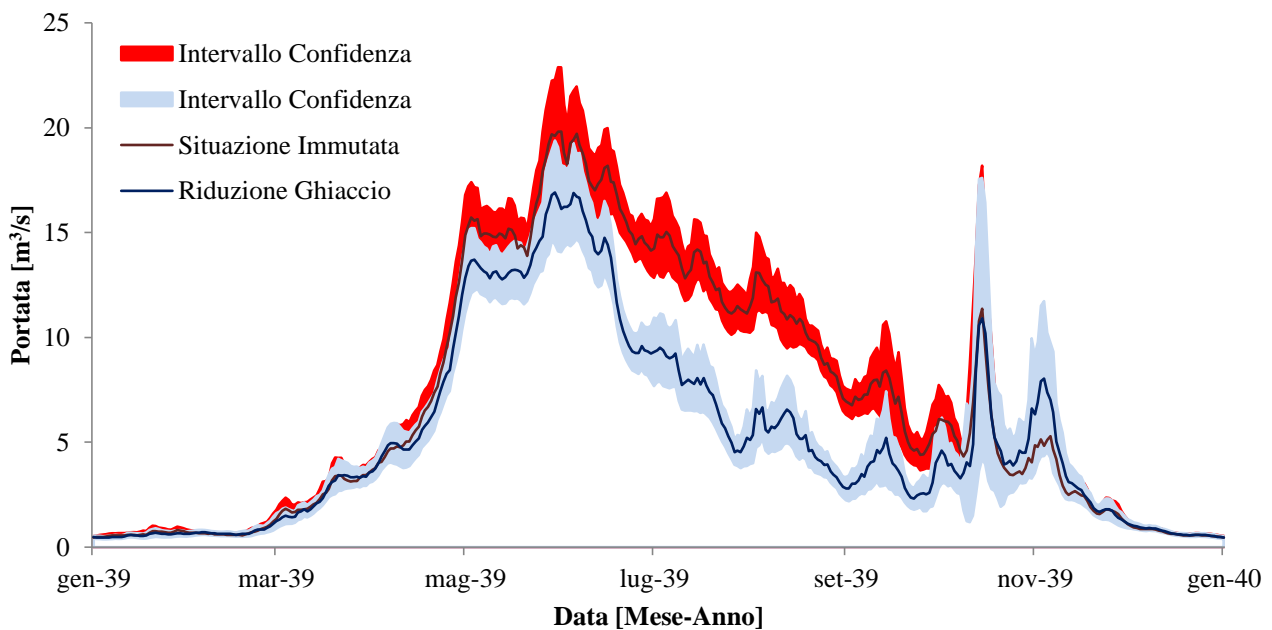


Figura 7-XII. Confronto fra gli idrogrammi nell'ultimo anno di simulazione (2040). Vengono riportati sia il valor medio, sia l'intervallo di confidenza con significatività $\alpha=0.001$ relativo alle 200 simulazioni eseguite con il metodo Montecarlo.

7.5.4 EFFETTI SULLA PRODUZIONE DI ENERGIA IDROELETTRICA

In questo paragrafo il modello verrà utilizzato per simulare l'influenza della riduzione della superficie ghiacciata sul volume idrico utilizzato per la produzione di energia idroelettrica dalla centrale di Battigio. Per descrivere tale effetto si riporta il raffronto tra il volume cumulato derivato dall'impianto nel caso di superficie ghiacciata immutata anche in futuro e riduzione spaziale della stessa:

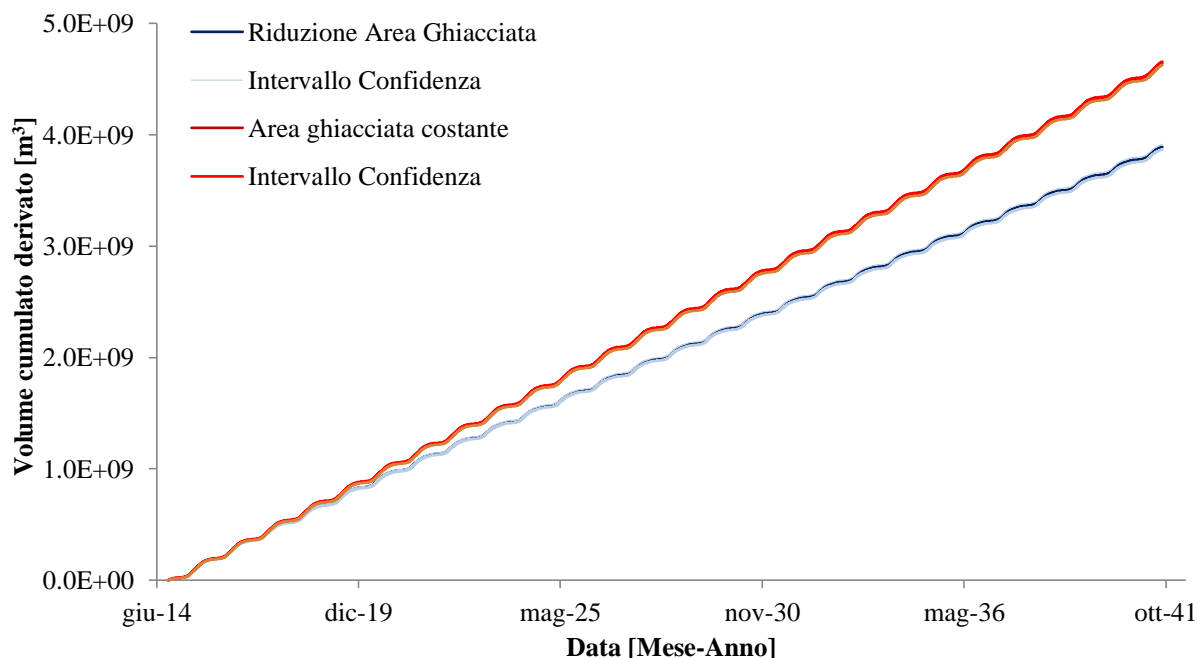


Figura 7-XIII. Confronto fra i volumi cumulati derivati nel periodo 2014/40. Si riporta il valor medio e l'intervallo di confidenza.

Per meglio evidenziare il periodo oltre il quale le mutate estensioni delle superfici glaciali producono un effetto statisticamente significativo sul volume cumulato, si riporta una figura di maggior dettaglio, relativa ai primi anni di simulazione:

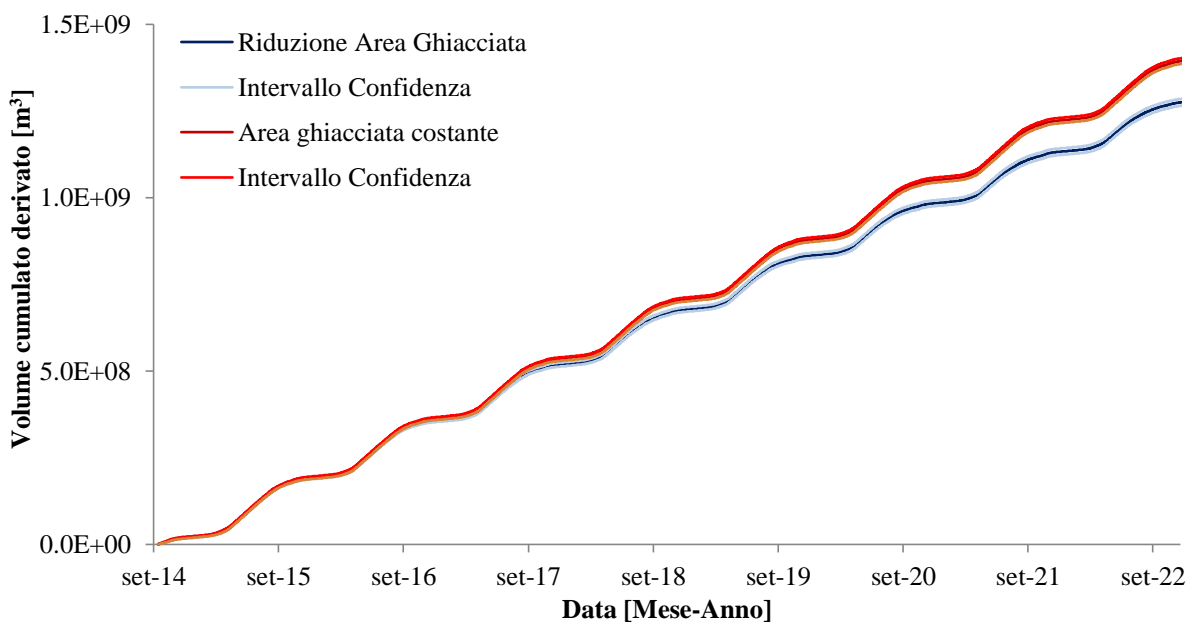


Figura 7-XIV. Confronto tra i volumi cumulati derivati dalla diga di Ceppo Morelli in funzione della diversa estensione dell'area ghiacciata per il periodo 2014-2022.

Analogamente a quanto fatto in precedenza, vengono riportati sia il valor medio della variabile sulla base di 200 simulazioni pseudo-casuali (indicato dal tratto più scuro in *Figura 7-XIV*) che l'intervallo di confidenza di significatività pari a 0.001; tale grafico ci permette di affermare che la riduzione è statisticamente significativa e maggiore della variabilità indotta dall'input meteorologico già a partire dal 2018, anno dopo il quale non si assiste più alla sovrapposizione dei due intervalli di confidenza. La riduzione complessiva globale tra i due andamenti medi è pari al 20%, valutata al 2040, tuttavia la riduzione del quantitativo idrico da fusione agirà sulla produzione di energia in maniera drastica già molto prima. Nell'istogramma di *Figura 7-XV* si riporta l'energia media calcolata nei due casi, funzione del volume idrico annuo derivato, del rendimento dell'impianto e del salto utile:

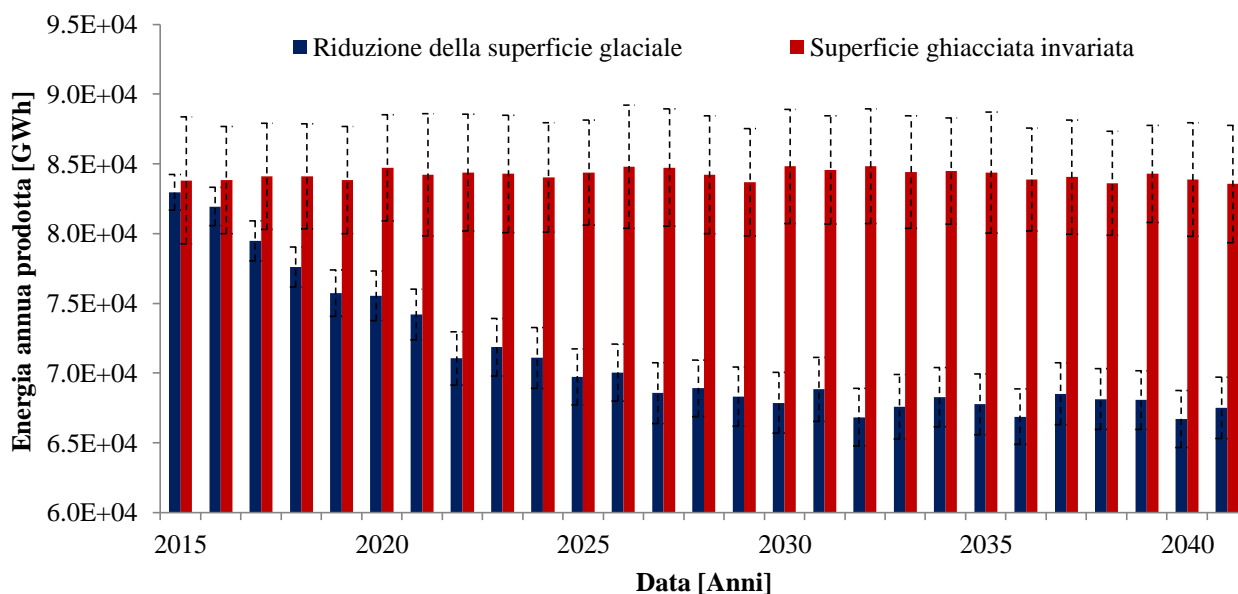


Figura 7-XV. Iistogramma di confronto dell'energia media annua prodotta e relativi intervalli di confidenza con $\alpha = 0.001$.

Di seguito viene riportata, in corrispondenza di ogni anno di simulazione, la riduzione percentuale di energia media annua prodotta, rispetto allo scenario in cui il bilancio di massa del ghiacciaio sia nullo:

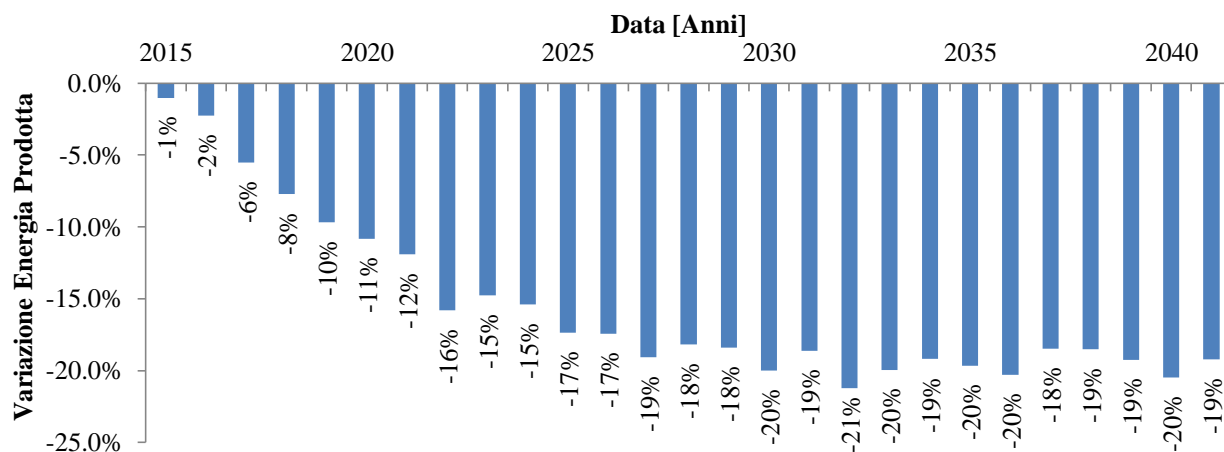


Figura 7-XVI. Riduzione percentuale dell'energia media annua prodotta.

Il grafico riportato in *Figura 7-XVI* mostra come ci siano delle riduzioni percentuali significative già a partire dal 2020, dove si stima una riduzione della produzione pari al 10%. Negli anni successivi al 2027 la

percentuale si stabilizza attorno al 20%, proprio perché una riduzione del 20% dell'afflusso derivante dalla fusione si riflette in maniera proporzionale sulla produzione.

Si tenga presente che buona parte della portata del torrente Anza, entrante alla diga di Ceppo Morelli, viene destinata alla produzione di energia idroelettrica, pertanto, escludendo i giorni di piena dove entrerà in funzione lo sfioratore di superficie, nei restanti giorni dell'anno l'intero volume idrico perso a causa del deperimento della superficie ghiacciata si ripercuote sul volume idrico derivato. Ciò è dovuto essenzialmente al tipo di funzionamento dell'impianto che è passato dall'essere un tipico impianto a serbatoio a un impianto ad acqua fluente, che cerca di massimizzare la portata derivata nel singolo giorno dell'anno, non potendo più disporre di una capacità di invaso.

Infine, si riporta il raffronto tra le portate medie annue derivate, con il relativo intervallo di confidenza, che certificano una riduzione sostanziale della stessa grandezza, in maniera analoga a quanto già affermato per l'energia e il volume cumulato:

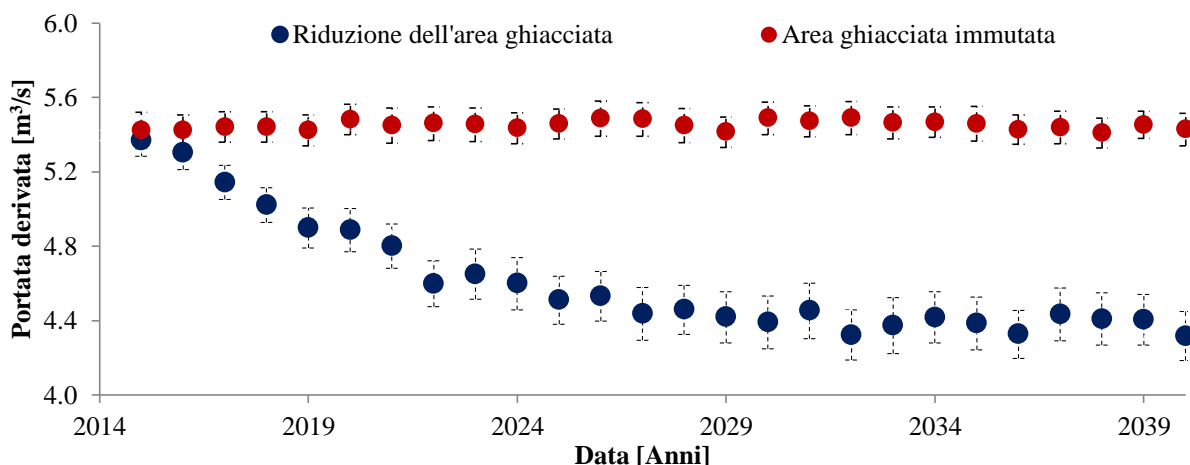


Figura 7-XVII. Confronto tra la portata media annua derivata. Sono indicati il valor medio e il relativo intervallo di confidenza.

7.5.5 SINTESI RISULTATI SCENARIO I

In questo paragrafo si è voluto analizzare l'influenza della riduzione del volume di ghiaccio stoccato nella parte alta del bacino, a causa della fusione glaciale stessa, impostando un bilancio di massa basato sul *degree day* calibrato a livello medio per il bacino chiuso alla sezione di Ceppo Morelli nel capitolo 4.7.

Questa valutazione parte dall'ipotesi che i regimi di temperatura e di precipitazione rimangano immutati anche nel futuro, e mediamente simili a quelli osservati nel periodo 2000-2013, anni idrologici in cui si hanno a disposizione le misure delle variabili per la stazione meteorologica di Macugnaga Pecetto (corrette dopo specifica procedura).

La serie di precipitazione e temperatura in ingresso viene ricostruita mediante una procedura di estrazione pseudo casuale da una variabile aleatoria uniforme, mediante il metodo Montecarlo, generando una serie di numeri pseudo casuali nell'intervallo 0-1. Sulla base di questi input viene eseguita la simulazione delle grandezze di interesse calcolate dal modello, arrivando a stimare l'energia media annua prodotta; tale procedura viene poi ripetuta per 200 volte, in modo da poter quantificare l'effetto della variabilità del dato di temperatura e precipitazione in input sulle variabili calcolate dal modello.

Dai risultati ottenuti possiamo affermare che:

- Nei prossimi anni si assisterà ad una riduzione drastica della superficie coperta dai ghiacciai, soprattutto alle quote sotto i 3500 m. Alle quote superiori invece, la temperatura si manterrà tale da preservare il volume idrico immagazzinato, anche grazie all'apporto nevoso positivo. Tuttavia questo risultato è frutto dell'ipotesi che non ci sia spostamento di massa tra l'area di accumulo e quella di ablazione del ghiacciaio, e in questa direzione lo studio potrebbe essere approfondito;
- Questo implica una diminuzione del contributo idrico di fusione, stimato essere pari al 20% del volume cumulato totale, attorno al 2040;
- Gli effetti sull'idrogramma saranno tanto maggiori nel periodo estivo, laddove la risorsa idrica è fondamentale non solo per la produzione di energia idroelettrica, ma anche per l'approvvigionamento idrico, per l'irrigazione e per preservare l'ambiente fluviale;
- La riduzione del deflusso idrico si manifesta in maniera proporzionale sul volume annuo derivabile perché il funzionamento dell'impianto si è trasformato nell'essere considerato ad acqua fluente. La capacità di invaso si è esaurita e l'obiettivo dei gestori è derivare quanta più acqua possibile a livello giornaliero. Questo è particolarmente vero nei mesi estivi dove il deflusso è inferiore ai $10 \text{ m}^3/\text{s}$ (massima portata derivabile dall'impianto), poichè la gran parte dell'acqua di fusione alimenta la portata derivata dall'impianto;
- Gli effetti sul volume cumulato derivato inizieranno ad essere statisticamente significativi, come emerge dalla curva riportata in *Figura 7-XIV*, a partire dal 2020.
- La riduzione del volume si rifletterà in maniera speculare sull'energia media annua prodotta, proprio perché esiste una proporzionalità diretta tra i due termini e quantificabile in un 10% già a partire dal 2020 per arrivare al 20% del 2028, percentuale di riduzione costante per i successivi anni.

7.6 SCENARIO II: AUMENTO DI TEMPERATURA

Dopo aver valutato il periodo necessario alla forte diminuzione dell'apporto da fusione glaciale, verrà presentato l'effetto di un gradiente di temperatura sul regime idrologico del torrente Anza e sulla relativa produzione di energia idroelettrica alla centrale di Battigio, nell'intervallo di tempo successivo allo scenario presentato in precedenza.

7.6.1 L'AUMENTO DI TEMPERATURA OSSERVATO IN PIEMONTE

Nel capitolo introduttivo si è fatto riferimento ad uno studio di Arpa Piemonte, riguardante le serie climatiche relative al periodo 1959-2009 misurate alle stazioni meteorologiche piemontesi, il quale evidenzia l'esistenza di trend significativi, accertati mediante un'analisi statistica del dato.

Il dataset utilizzato, che unisce il ricco patrimonio di osservazioni meteorologiche di proprietà dell'Ufficio Idrografico Nazionale frutto di rilevazioni manuali e meccaniche, con i dati provenienti dalla rete di monitoraggio regionale, è frutto di una complessa elaborazione che ha permesso di ricostruire le variabili meteorologiche, temperatura massima, minima e precipitazione giornaliera, su una griglia regolare, rappresentativa dell'intera Regione.

Per il raccordo delle due serie di dati si è utilizzato un approccio statistico distribuito suddividendo la regione mediante una griglia di passo ridotto pari a 0.125° , preferibile rispetto ad una procedura basata sul raccordo puntuale dei dati che porterebbe a scartarne molti, rendendo l'analisi statisticamente meno robusta.

La metodologia di spazializzazione del dato utilizzata è definita "optimal interpolation", metodo statistico tipicamente utilizzato per interpolare i dati delle stazioni, dislocate arbitrariamente, in una griglia regolare predefinita tridimensionale. Per realizzare l'interpolazione è necessario definire per ogni punto del grigliato un campo di temperatura o di precipitazione da cui partire (detto campo di back-ground), ottenuto dalla funzione che meglio approssima i valori osservati sul grigliato tenendo conto sia della quota delle stazioni che dell'orografia della regione.

Costruendo un campo di back-ground a partire dai dati osservati separatamente per le due diverse reti di misura, è possibile procedere ad una verifica di congruità tra i risultati ottenuti nel periodo di osservazione sovrapposto (1990-1999). Infatti, il problema principale è quello di limitare al massimo le eventuali disomogeneità derivanti dalla diversa distribuzione spaziale e temporale fra le due reti.

Dopo avere ricavato tale campo di back-ground, il metodo permette di calcolare il valore del campo di precipitazione e temperatura per ogni punto della griglia a partire dai dati osservati, sfruttando il principio che solo le osservazioni più vicine possono influenzare il valore finale sul punto di griglia, con la possibilità di tenere conto dell'errore strumentale di misura.

Sulla base di questa tecnica si sono ricostruite le serie di precipitazione e temperatura, a partire dal 1959 per un periodo temporale pari a 50 anni, con l'obiettivo di catturare la variabilità climatica e le sue eventuali tendenze.

Dallo studio delle temperature, e in particolare dell'andamento temporale delle anomalie standardizzate di temperatura minima e massima annuali, mediate su tutti i punti della griglia, emerge l'esistenza di una

tendenza all'aumento della variabile stessa nel periodo in esame, statisticamente significativa e quantificabile in $0.03^{\circ}\text{C}/\text{anno}$ per le temperature massime e di $0.028^{\circ}\text{C}/\text{anno}$ per le minime.

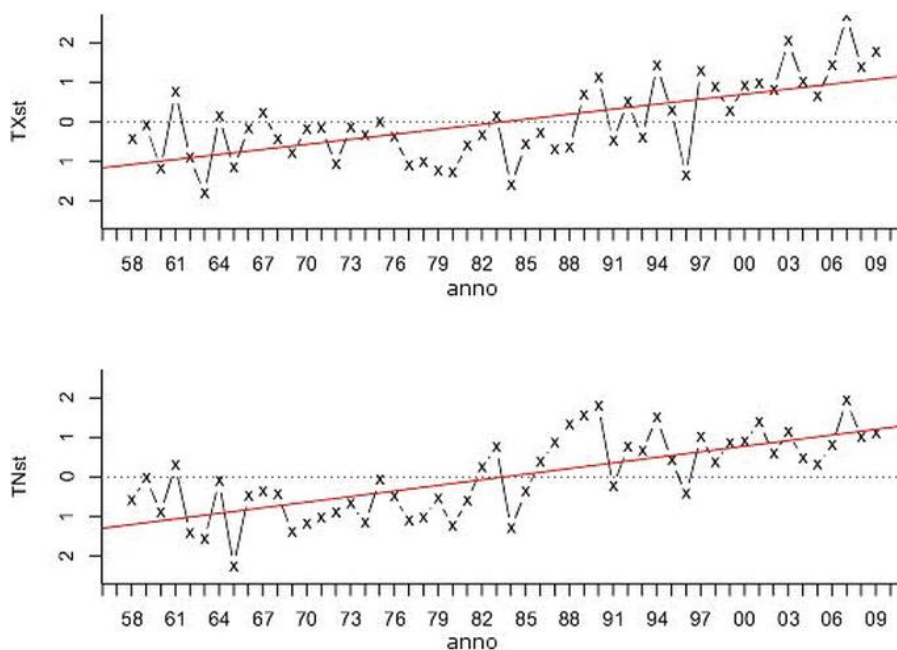


Figura 7-XVIII. Anomalia standardizzata di temperature massime annuali (in alto) e minime annuali (in basso) su tutti i punti della griglia. La retta, indica il fit lineare.

I dati indicano che tale incremento è concentrato prevalentemente nei mesi invernali, primaverili ed estivi e che l'aumento è molto più marcato a partire dalla prima metà del decennio 1980-1990. Le aree che sono affette dall'aumento più spiccato corrispondono alla fascia alpina e prealpina della regione, in particolare si citano le province di Torino, Cuneo e Verbania.

Non si osserva alcuna dipendenza statisticamente significativa al variare della quota, bensì una differenza marcata al variare della zona considerata, come frutto del microclima locale.

Per quanto riguarda il regime pluviometrico invece, non si riscontrano trend statisticamente significativi, in accordo con studi analoghi compiuti sull'arco alpino da *Bohm et al. (2001)*, *Beniston (2005)* e *Cislaghi et al. (2005)*, viceversa essi confermano il valore definito per la temperatura.

In particolare il Piemonte, con la sua elevata percentuale di territorio montano, rappresenta un'area dove il riscaldamento globale ha prodotto effetti molto significativi, infatti l'incremento di temperatura negli ultimi trent'anni è stato circa doppio rispetto a quello medio globale e ciò si è riflesso in un arretramento evidente dei ghiacciai alpini.

Negli ultimi anni questo trend sembra essersi ulteriormente accentuato, come si evince analizzando i report annuali di Arpa Piemonte, che riportano le anomalie termiche medie annue:

- 2011: L'anno solare 2011 è stato l'anno più caldo registrato negli ultimi 50 anni con un'anomalia termica pari a $+1.6^{\circ}\text{C}$ nei confronti della media climatica 1971-2000;
- 2012: E' stato il terzo anno più caldo degli ultimi 55 anni, con un'anomalia media di temperatura annua pari a $+1.2^{\circ}\text{C}$ rispetto alla media climatica di riferimento;

- 2013: l'anno 2013 è stato più caldo e piovoso rispetto alla media di riferimento (anni 1971-2000), ponendosi al 14° posto negli ultimi 56 anni. L'anomalia positiva di temperatura è stata di circa + 0,6°C.

Tutto ciò spinge a considerare l'effetto di diversi gradienti di temperatura annui e valutare il loro impatto sul regime idrologico del torrente Anza, soprattutto in termini di variazione degli afflussi.

In questo scenario ipotizzeremo dei trend positivi di temperatura, indagando il periodo dopo il 2030, anno oltre il quale si assiste ad una stabilizzazione dell'apporto da fusione glaciale, individuato come residuo e derivante dal volume stoccato presso le quote superiori ai 3500m.

Analogamente a quanto fatto per lo scenario I, le serie di precipitazione e temperatura in input al modello vengono definite casualmente, estraendo tra gli anni di osservazione a disposizione, mediante il metodo Montecarlo (vedi procedura descritta nel capitolo 7.5.3).

Mentre il valore di precipitazione giornaliera viene mantenuto costante, il valore di temperatura medio giornaliero viene incrementato costantemente di anno in anno:

$$T_{i,k} = T_{i,k \text{ osservato}} + \Delta T_{\text{annuo}} \cdot k$$

Dove l'indice i descrive l' i -esimo giorno dell'anno, mentre l'indice k descrive l'anno di simulazione k -esimo a partire dal 2015. Vengono scelti 3 valori diversi del gradiente annuo di temperatura:

- 0.03°C/anno: pari al valore osservato dall'analisi delle serie climatiche nel periodo 1959/2009;
- 0.06°C/anno: corrispondente a una variazione complessiva di 3°C in 50 anni;
- 0.09°C/anno: corrispondente ad un aumento di 4.5°C in 50 anni;

Nei paragrafi seguenti vengono riportati i risultati delle simulazioni in risposta agli scenari di temperatura ipotizzati per un intervallo temporale di 25 anni, ottenuti tramite il modello idrologico concettuale definito nel capitolo 3.

7.6.2 INFLUENZA SUL REGIME IDROLOGICO

Per prima cosa si valuta l'effetto prodotto da un aumento di temperatura sul volume cumulato che transita presso la sezione di chiusura posta a Ceppo Morelli, gli andamenti riportati in *Figura 7-XIX* sono ottenuti dopo aver ripetuto la simulazione per 200 volte e aver calcolato il valor medio e lo scarto quadratico medio:

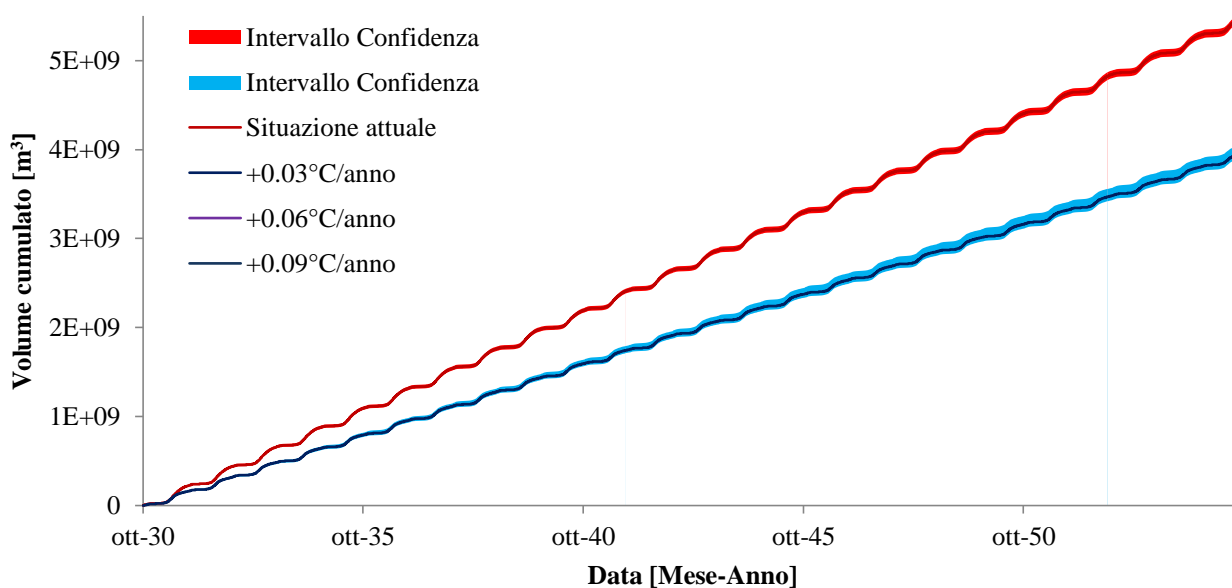


Figura 7-XIX. Andamento del volume cumulato per il periodo di simulazione 2030-2055 e relativo intervallo di confidenza.

Nella *Figura 7-XIX*, in colore rosso è indicato il deflusso idrico nel caso che la situazione termo pluviometrica si mantenga costante e pari a quella attuale, con bilancio di massa del ghiacciaio nullo, mentre gli andamenti inseriti nella banda azzurra, sovrapposti e indistinguibili, sono associati ai diversi trend di temperatura ipotizzati.

Gli scenari di aumento della temperatura mostrano gli stessi andamenti cumulati del volume, con una riduzione globale del 20% dell'apporto idrico, rispetto alla situazione attuale a causa del mancato apporto della fusione glaciale. La riduzione del volume cumulato risulta essere statisticamente significativa dal momento in cui i due intervalli di confidenza di significatività $\alpha = 0.001$ non si sovrappongono, cioè in corrispondenza del primo anno di simulazione, esercitando un contributo più significativo rispetto alla variabilità intrinseca delle serie di precipitazione e temperatura in input.

Il quantitativo idrico totale in risposta ad un aumento di temperatura differente non varia, poiché l'influenza della temperatura andrebbe ad incidere con forti variazioni nel volume nel caso in cui fosse presente una massa glaciale importante, tuttavia nel caso in esame essa è già esaurita al di sotto dei 3500 m. Ciò significa che un aumento di temperatura non è in grado di compensare il mancato apporto idrico derivante dalla fusione glaciale. Questo potrebbe non essere vero nel caso si assistesse ad una variazione del regime pluviometrico: l'aumento della precipitazione a quote così elevate significherebbe un aumento dell'accumulo nevoso, con conseguente maggiore apporto da fusione nivale alla sezione di chiusura tanto maggiore quanto più elevato è il ΔT ipotizzato.

L'effetto sul regime nivometrico

Come mostrato nel capitolo relativo alla riproduzione della portata alla sezione di chiusura posta a Ceppo Morelli, una delle componenti fondamentali in termini di afflusso è costituito dalla fusione nivale.

L'aumento della temperatura ha un duplice effetto su tale grandezza: da un lato, in risposta ad un aumento della temperatura, si osserva un aumento del tasso di fusione nivale nella stagione primaverile, dall'altro ciò va ad influire sulla partizione solido/liquida della precipitazione, classificando più eventi come eventi liquidi piuttosto che nevosi.

Si riportano ora, per i 3 diversi scenari ipotizzati di aumento della temperatura, gli andamenti dell'equivalente idrico nivale in funzione della quota:

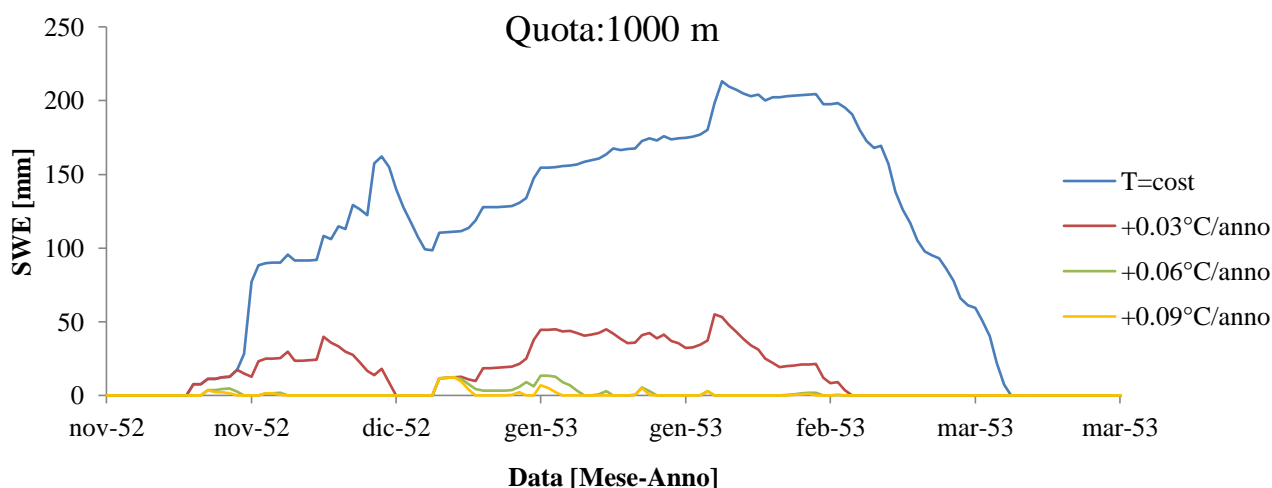


Figura 7-XX. Andamento dello SWE alla fascia altimetrica avente quota media pari a 1000 m per i diversi ΔT ipotizzati.

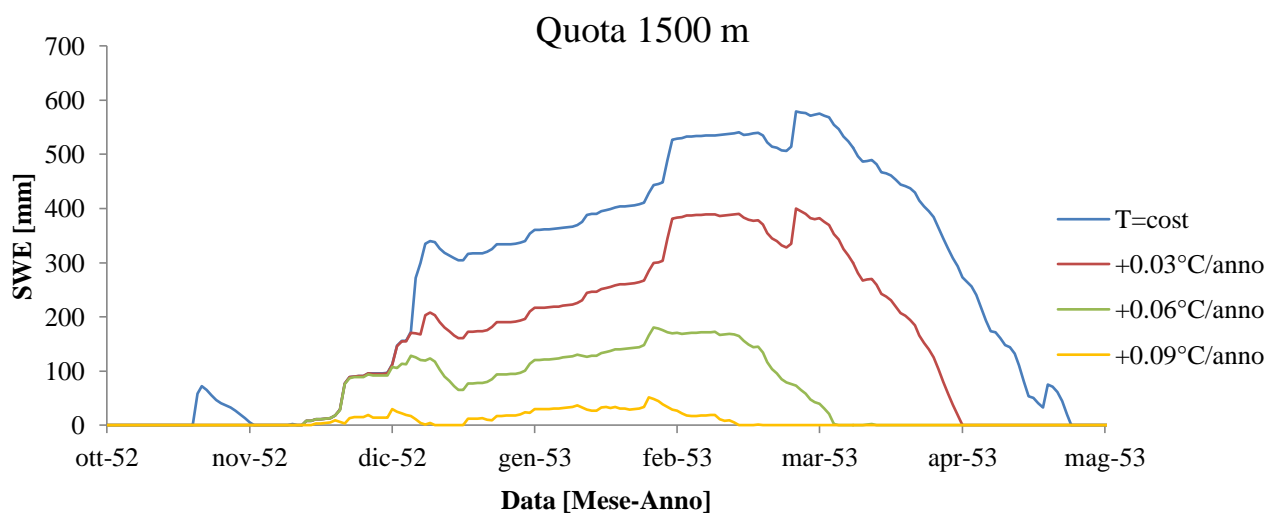


Figura 7-XXI. Andamento dello SWE alla fascia altimetrica avente quota media pari a 1500 m per i diversi ΔT ipotizzati.

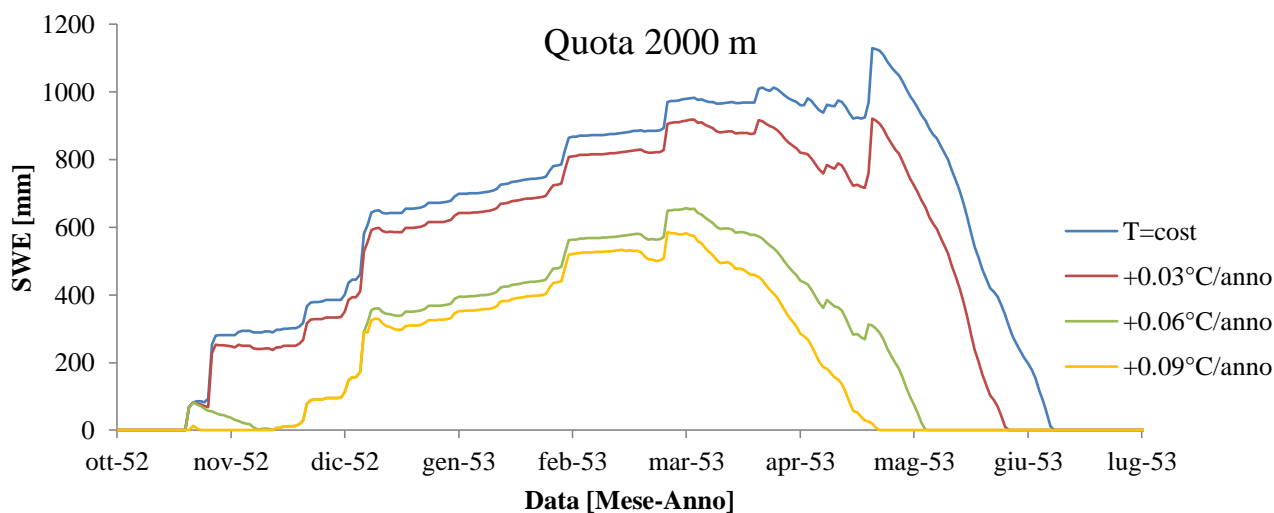


Figura 7-XXII. Andamento dello SWE alla fascia altimetrica avente quota media pari a 2000 m per i diversi ΔT ipotizzati.

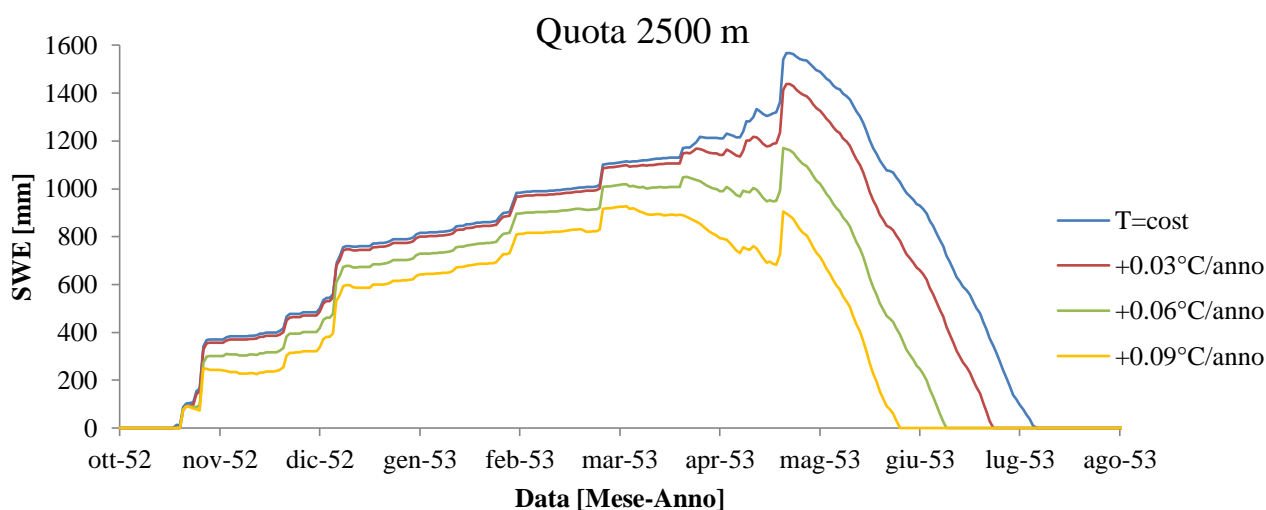


Figura 7-XXIII. Andamento dello SWE alla fascia altimetrica avente quota media pari a 2500 m per i diversi ΔT ipotizzati.

Analizzando i grafici riportati possono essere fatte le seguenti considerazioni:

- Si assiste ad una riduzione del numero di giorni con copertura nevosa al suolo che è tanto maggiore all'aumentare del ΔT considerato;
- L'influenza dell'aumento di temperatura varia al variare della quota: le quote più basse sono maggiormente vulnerabili, poiché piccole variazioni nel valor medio della temperatura fanno diminuire drasticamente l'accumulo nevoso stagionale; oltretutto molti eventi inizialmente solidi si trasformano in precipitazioni liquide. Al di sopra dei 2500 m la variazione risulta essere più modesta; come mostrato da vari autori infatti, l'accumulo nevoso stagionale è funzione principalmente della temperatura alle quote medio-basse, mentre alle quote elevate si dimostra essere più strettamente correlato alla precipitazione totale caduta nella stagione di accumulo. Sopra tali quote un incremento della temperatura potrebbe essere compensato da un aumento nel valore di precipitazione;
- Maggiore è il ΔT minori saranno gli eventi nevosi classificati e la forzante idrologica del bacino si sposterà dall'essere nivo-pluviale alla sola componente liquida;

Effetti sulla ripartizione degli afflussi

Un aumento della temperatura produce inevitabilmente un cambiamento nella ripartizione degli afflussi che andranno a sollecitare il “sistema idrologico”. Per descrivere in maniera adeguata tale cambiamento, si riportano dei grafici a torta che indicano il contributo percentuale in termini volumetrici, cumulati sui 25 anni di simulazione, delle principali grandezze del ciclo idrologico calcolate dal modello.

Dapprima si riporterà la ripartizione del volume idrico in ingresso nella situazione attuale, per poi esaminare la situazione in risposta ai diversi scenari di incremento di temperatura considerati:

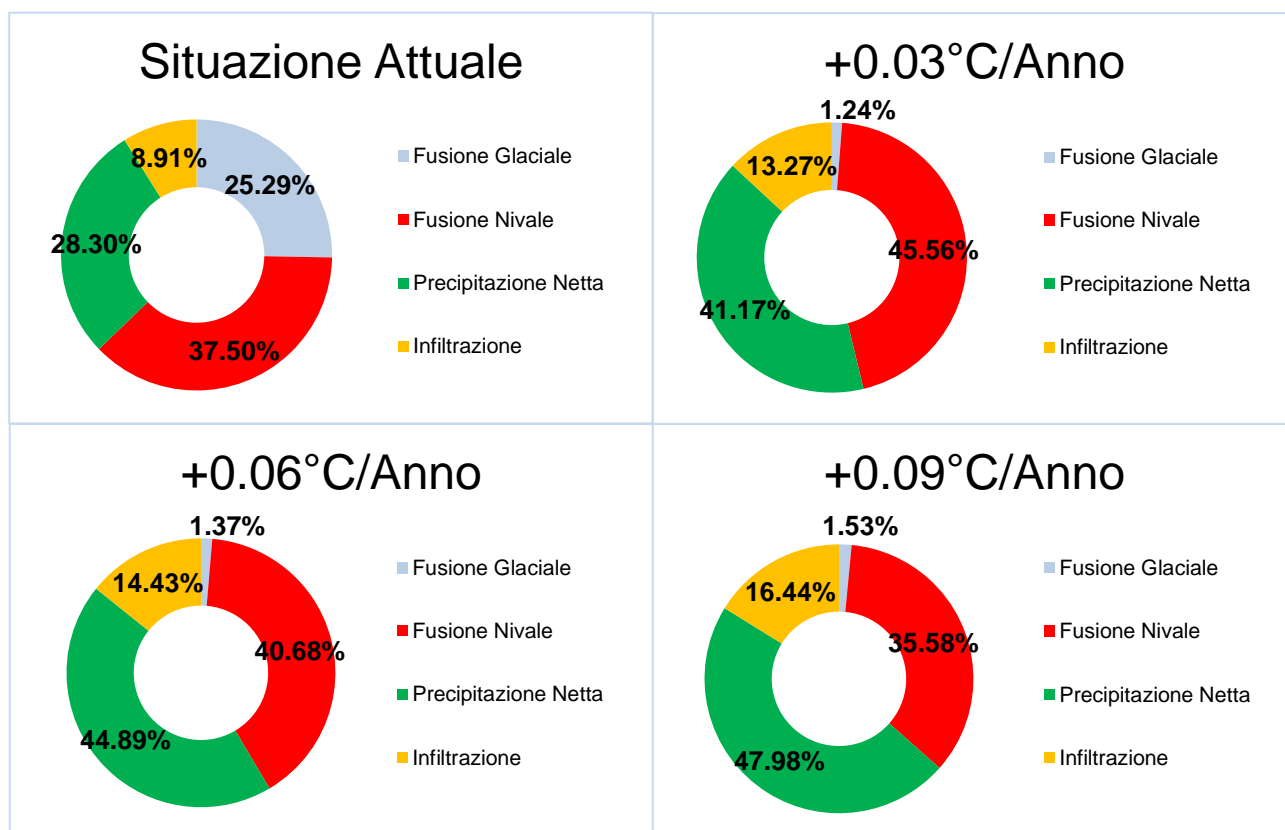


Figura 7-XXIV. Ripartizione media degli afflussi calcolata nelle 200 simulazioni nei diversi scenari ipotizzati.

Nella situazione attuale il sistema idrologico è sollecitato da afflussi derivanti dalla componente glaciale e, in maniera maggiore, da quella di precipitazione liquida e fusione nivale.

Spostandoci verso scenari di aumento della temperatura, valutati dopo l'esaurimento di gran parte del volume idrico stoccato nelle riserve glaciali, il sistema può essere definito pluvio-nivale e progressivamente la componente della precipitazione liquida acquista maggior importanza.

Questa constatazione è di primaria importanza poiché, nel caso si abbia a disposizione un'elevata area glaciale, si può contare su un afflusso medio annuo “garantito”, a meno della riduzione del comparto glaciale stesso che si manifesta nella stagione di ablazione.

Se la componente fondamentale diventa quella nivale, la portata alla sezione di chiusura sarà molto più variabile e fortemente dipendente dall'accumulo nevoso invernale.

Spostandoci verso uno scenario in cui la temperatura aumenta ancora la precipitazione liquida governerà il sistema, con effetti che verranno approfonditi in maniera più dettagliata nel paragrafo seguente.

Effetti sull'idrogramma

Per descrivere meglio come si modifica la dinamica del sistema, si riporta l'idrogramma simulato alla sezione di chiusura per l'ultimo anno di simulazione, raffrontando il caso in cui il sistema si mantenga inalterato rispetto alla situazione attuale, o nel caso di aumento della temperatura:

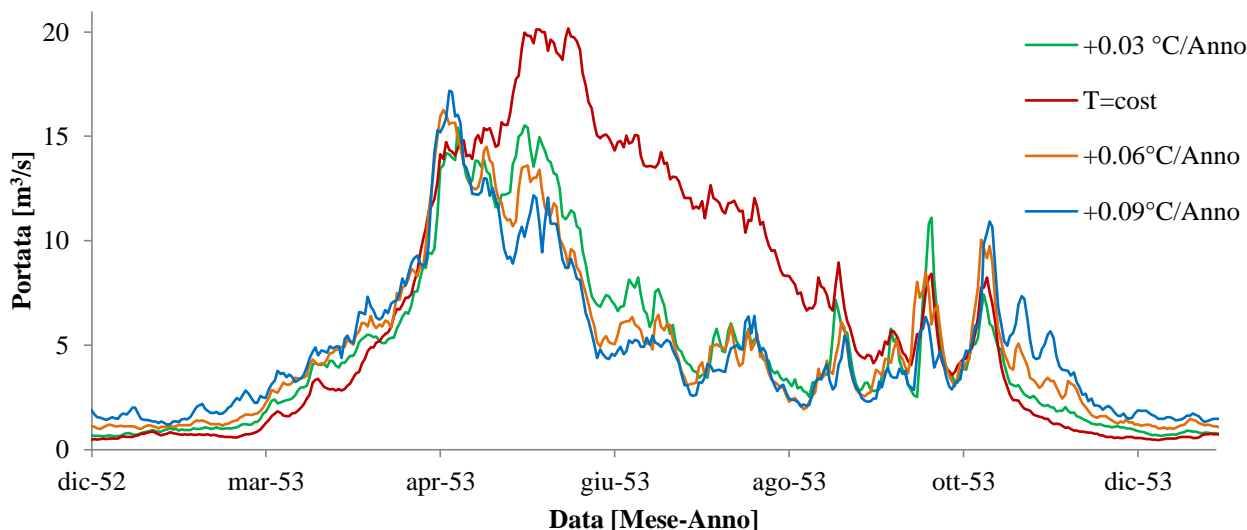


Figura 7-XXV. Idrogrammi alla sezione di chiusura nei diversi scenari ipotizzati.

Raffrontando gli idrogrammi simulati inserendo un aumento di temperatura, rispetto a quello in cui la temperatura si mantiene costante, la prima cosa da notare è il mancato apporto nella stagione di ablazione della fusione glaciale, particolarmente evidente tra giugno ed ottobre.

La forma dell'idrogramma viene modificata e il picco di piena è anticipato in proporzione all'aumento di temperatura; inoltre sembra aumentare il deflusso invernale e la portata media primaverile.

Sicuramente nei casi di aumento della temperatura la dinamica del sistema diventa più impulsiva, i picchi primaverili e autunnali si accentuano, probabilmente a causa dell'innalzamento dello zero termico e quindi della percentuale di area del bacino in cui la precipitazione si trasforma da nevosa a liquida.

Se raffrontiamo gli idrogrammi in cui c'è un aumento della temperatura, si assiste ad un'anticipazione dell'inizio della stagione di fusione, evidente nei picchi di piena primaverili, particolarmente rilevanti nello scenario relativo ad un aumento di temperatura di $0.09^{\circ}\text{C}/\text{anno}$.

In *Figura 7-XXV* non vengono riportati gli intervalli di confidenza relativi alle 200 simulazioni eseguite per i tre scenari di aumento di temperatura ipotizzati, altrimenti il grafico diventerebbe poco leggibile. Le differenze descritte in precedenza tuttavia, sono statisticamente significative.

Effetti sulla curva di durata delle portate

Di particolare interesse, soprattutto quando si studia un corso d'acqua per lo sfruttamento idroelettrico, risulta essere la valutazione della variabilità della curva di durata delle portate. Si definisce durata di una portata Q , riferita ad una generica stazione di misura, l'intervallo di tempo in cui le portate naturali del corso d'acqua si mantengono superiori o uguali al valore Q considerato. Le curve di durata possono essere intese come curve di frequenza, rapportando la durata alla lunghezza dell'intero periodo di osservazione, poiché alla portata minima competerà frequenza di superamento pari a uno.

Nella *Figura 7-XXVI* si riporta la distribuzione attuale delle portate, raffrontata a quella ottenuta sulla media delle 200 simulazioni definita per l'ultimo anno di simulazione (2050), per un aumento di temperatura pari a $+0.06^\circ\text{C}/\text{anno}$:

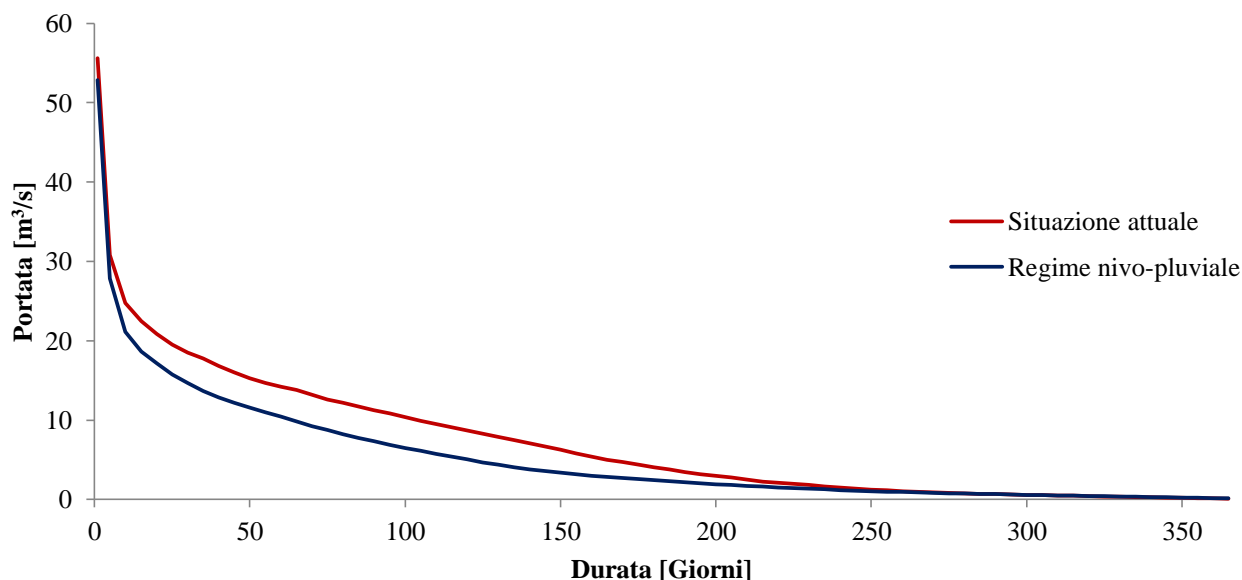


Figura 7-XXVI. Curva di durata delle portate nella situazione attuale e nello scenario di aumento della temperatura.

Nello scenario in cui si è inserito un pari a $0.06^\circ\text{C}/\text{anno}$ si denota un andamento più ripido della curva, che dimostra come il corso d'acqua accresca ulteriormente il proprio carattere torrentizio. Per durate medie, attorno ai 75-100 giorni si assiste ad una diminuzione della portata, strettamente correlata alla fine del transitorio che certifica l'annullamento del contributo da fusione glaciale. Per quanto riguarda il valore massimo e minimo della portata annua non si rilevano differenze sostanziali.

7.6.3 EFFETTI SULLA PRODUZIONE DI ENERGIA IDROELETTRICA

Vengono presentati ora i risultati relativi al volume annuo derivato, raffrontando la produzione energetica nello scenario in cui le condizioni idrologico-climatiche rimangano invariate rispetto a quelli in cui si è inserito l'aumento della temperatura.

I risultati proposti sono quelli medi, ottenuti ripetendo la simulazione relativa a ciascuno scenario considerato per 200 volte mediante la tecnica Montecarlo, che permette di dare una stima dell'incertezza della variabile calcolata, visualizzata mediante le barre di errore, associate ad un intervallo di confidenza con significatività pari a 0.001:

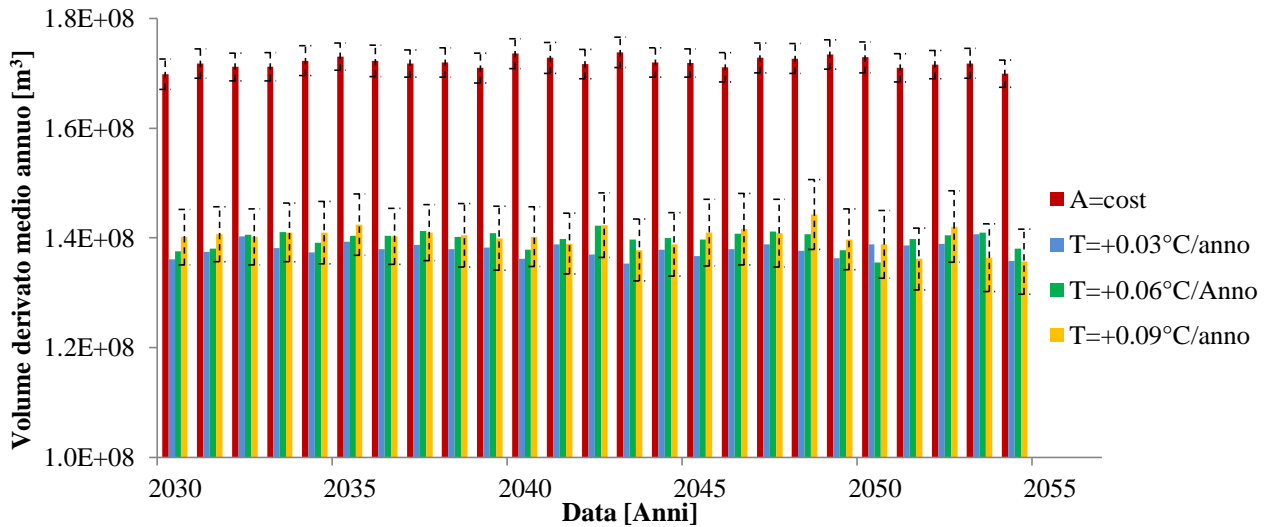


Figura 7-XXVII. Volume medio annuo derivato relativo ai diversi scenari di aumento della temperatura proposti.

Rispetto alla situazione attuale, l'impianto potrà derivare un volume idrico medio annuo inferiore del 20%, dovuto al mancato apporto della fusione glaciale. Un aumento della temperatura pertanto, non si riflette su un maggior apporto idrico alla sezione di chiusura tale da compensare la migrazione altimetrica verso quote superiori da parte della superficie glaciale.

Dalla *Figura 7-XXVII* emerge come il valor medio annuo derivato non varia al variare dello scenario di temperatura ipotizzato. Questo è dovuto alla modalità di funzionamento dell'impianto, che come già spiegato in modo esaustivo, è detto ad acqua fluente e quindi fortemente dipendente dal quantitativo idrico in ingresso alla diga, senza poter fare una regolazione del deflusso. Sicuramente questo è tanto più vero quanto la semplificazione nel calcolo della portata derivata presentata nel capitolo 7.4.2 sia effettivamente aderente alla realtà. L'effetto della riduzione del volume disponibile si riflette in una diminuzione della produzione energetica media annua del 20%; questo potrebbe comportare un diverso ricavo medio annuo in termini monetari, perché se è vero che il volume medio annuo è costante, la produzione giornaliera varia, poiché varia la portata come presentato in *Figura 7-XXVIII*. Per studiare in modo più approfondito questo aspetto, si calcola il ricavo medio annuo, come descritto nel paragrafo 7.4.3, tenendo conto della variabilità mensile del prezzo medio mensile di vendita dell'energia elettrica, ricavato dai report annuali del GSE:

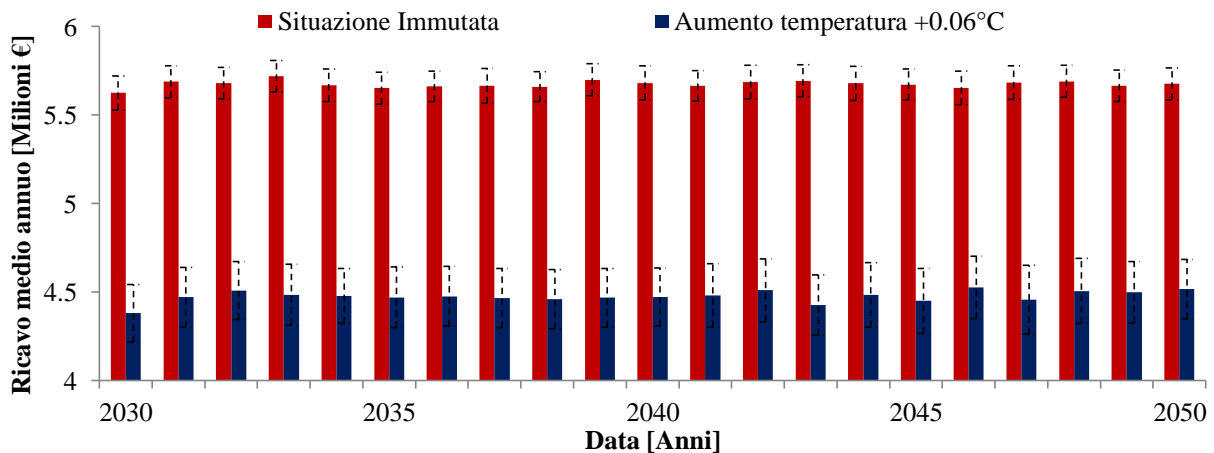


Figura 7-XXVIII. Confronto fra il ricavo medio annuo simulato nella configurazione attuale rispetto allo scenario di aumento di temperatura.

Innanzitutto si è riportato il confronto con il solo scenario di aumento di temperatura pari a $+0.06^{\circ}\text{C}/\text{anno}$ poiché la situazione è analoga agli altri scenari di aumento di temperatura considerati. Dalla *Figura 7-XXVIII* emerge come la perdita del ricavo medio annuo sia costante e mediamente stimata in 21.02% l'anno.

Tale stima è frutto dell'incertezza sia nella valutazione della portata derivata, sia del prezzo medio di vendita dell'energia elettrica, risultato di un delicato compromesso tra domanda e offerta, variabile a livello orario e giornaliero, che in questo studio non può essere considerato.

Per completezza si riporta anche la riduzione media annua percentuale, rispetto alla media della produzione attuale:

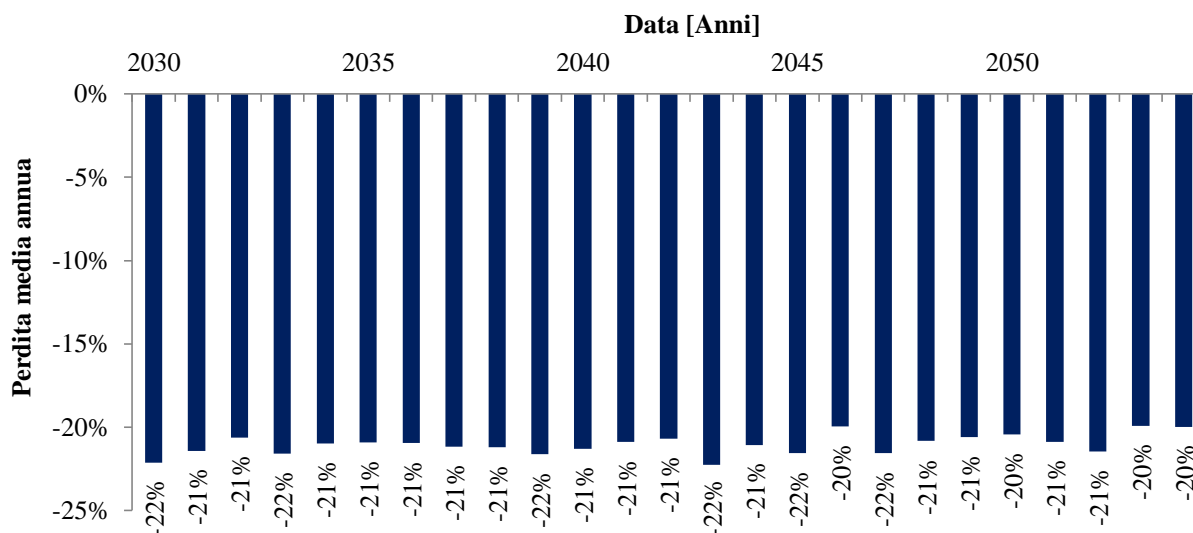


Figura 7-XXIX. Perdita media annua stimata negli scenari di aumento di temperatura.

Nella *Figura 7-XXIX* non vengono riportati 3 andamenti differenti come fatto in *Figura 7-XXVII* perché in tutti e tre i casi la riduzione media annua è analoga, infatti le differenze in funzione dei diversi aumenti di temperatura ipotizzati non risultano essere tra loro statisticamente significativi.

7.6.4 SINTESI RISULTATI SCENARIO II

In questo paragrafo si è cercato di valutare l'effetto di un aumento di temperatura nel periodo 2030-2055 dopo che si è quasi del tutto esaurito l'effetto della fusione glaciale sul regime idrologico, a causa dell'arretramento del volume di ghiaccio presentato nello scenario precedente.

In altre parole l'afflusso si è modificato dall'essere dominato dalla dinamica glaciale e nivale, spostandosi verso una maggiore dipendenza dalla precipitazione liquida, quindi soggetto a maggiore aleatorietà e impulsività.

Dai risultati ottenuti si può affermare che:

- Si assiste ad un cambiamento nella forzante al regime idrologico che è tanto più accentuata quanto maggiore è l'incremento di temperatura. L'apporto da fusione nivale infatti, progressivamente si riduce a causa dell'aumento della temperatura e ciò si riflette in un minore accumulo nevoso stagionale, un maggiore tasso di decrescita dello SWE nella stagione di fusione, un minor numero di giorni con neve al suolo;

- Un aumento della temperatura influisce sulla classificazione degli eventi in solidi o liquidi, a favore di questi ultimi, rendendo il sistema più impulsivo poiché la forzante liquida si trasforma molto più rapidamente in deflusso rispetto alla frazione solida che prima si accumula e poi è soggetta a fusione;
- Se si confrontano i deflussi si denota una diminuzione volumetrica, rispetto alla situazione attuale, del 20%, solamente dovuta al ritiro dei ghiacciai verso quote elevate, mentre tra i diversi scenari di aumento della temperatura non si denotano variazioni significative, anche se aumenta leggermente l'evapotraspirazione che, tuttavia, si mantiene su valori di 250 mm/anno;
- Per quanto riguarda la produzione di energia idroelettrica si denotano volumi derivati costanti nei tre scenari, a causa del funzionamento dell'impianto ad acqua fluente; infatti, è vero che si accentuano i picchi ma, in caso di piena, il sistema attiva lo sfioratore di troppopieno e la portata derivata massima è sempre pari a $10 \text{ m}^3/\text{s}$. La diminuzione dell'energia prodotta è analoga a quella dello scenario precedente e si mantiene costante pari a -20% l'anno.
- L'impianto dovrà gestire picchi di piena più frequenti e più accentuati e dovrà adottare strategie di adattamento nella gestione dell'impianto e nel potenziamento delle sue infrastrutture per diminuire la vulnerabilità nei confronti degli eventi estremi.

7.7 SCENARIO III: PRECIPITAZIONE SOLO LIQUIDA

Lo scenario presentato in questo capitolo consisterà nello studio del regime idrologico del Torrente Anza, sollecitato dalla sola precipitazione liquida, nell'ipotesi cioè che l'afflusso meteorico non sia più ripartito tra la componente di neve e pioggia, bensì sia interamente dovuto agli eventi liquidi.

In termini volumetrici quindi, l'afflusso globale al sistema sarà identico, ma con una differente ripartizione fra gli afflussi.

7.7.1 INFLUENZA SUL REGIME IDROLOGICO

I risultati, come descritto nei precedenti capitoli, sono ottenuti su un orizzonte temporale di 25 anni e ripetuti per 200 volte, mediante la tecnica Montecarlo, per calcolare il valore medio della grandezza considerata e riuscire a valutarne la variabilità almeno nei confronti dei parametri in input. Nel grafico a torta sottostante mostriamo la distribuzione degli afflussi e la raffrontiamo con la ripartizione che attualmente caratterizza il regime idrologico dell'Anza:

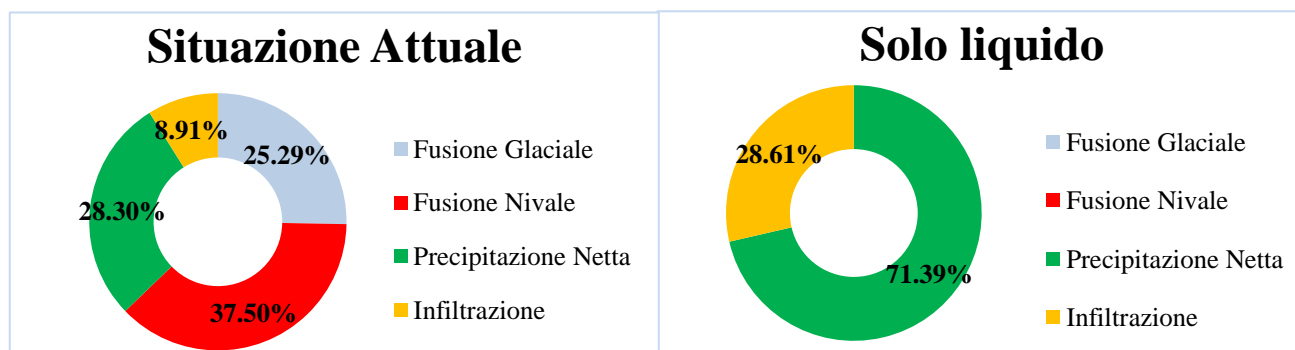


Figura 7-XXX. Confronto tra la ripartizione degli afflussi nella situazione attuale e nello scenario ipotizzato.

La scomparsa della superficie ghiacciata unita al mancato afflusso da fusione nivale, oltre che la classificazione dell'intera precipitazione come liquida, rendono la precipitazione netta la componente fondamentale, aumentando in maniera inevitabile il contributo di infiltrazione, calcolato secondo il metodo dell'SCS-CN come frazione della precipitazione liquida. Nella Figura 7-XXXI si riporta l'andamento del volume cumulato del volume di acqua di infiltrazione nei due casi:

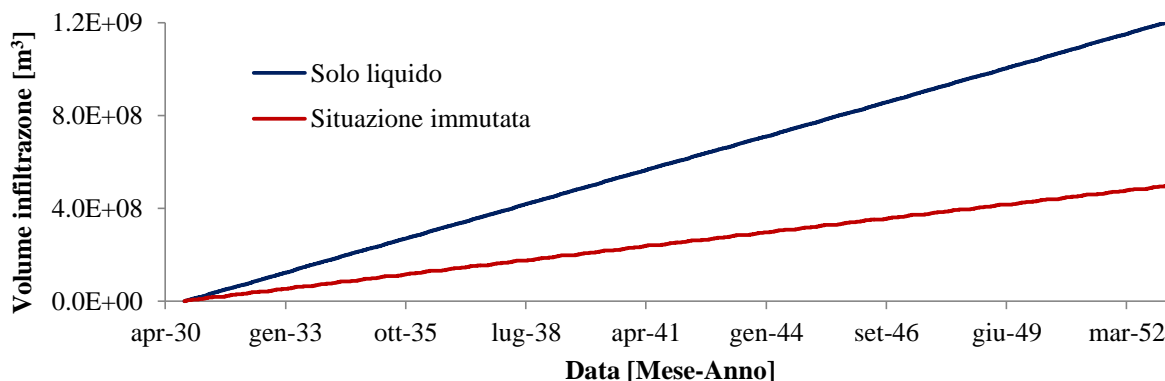


Figura 7-XXXI. Confronto tra i volumi di infiltrazione relativi ai due scenari.

In questo scenario si assiste ad un sistema maggiormente impulsivo e dominato dalla dinamica meteorica, la quale può variare profondamente da un anno all'altro, più in termini di distribuzione temporale che in termini di valor medio della precipitazione, che si osserva essere costante.

Si accentua ulteriormente quanto affermato nel paragrafo precedente, cioè che il sistema è molto più legato alla variabilità dell'input poiché il contributo al deflusso legato alla dinamica glaciale, all'incirca costante da un anno all'altro, è scomparso, così come l'accumulo nevoso.

Effetto sul volume cumulato alla sezione di chiusura

Per prima cosa si riporta l'andamento del volume cumulato nello scenario di solo liquido, calcolato alla sezione di chiusura, confrontandolo con quello che si otterrebbe se il bacino idrografico vedesse restare immutate le sue caratteristiche climatiche:

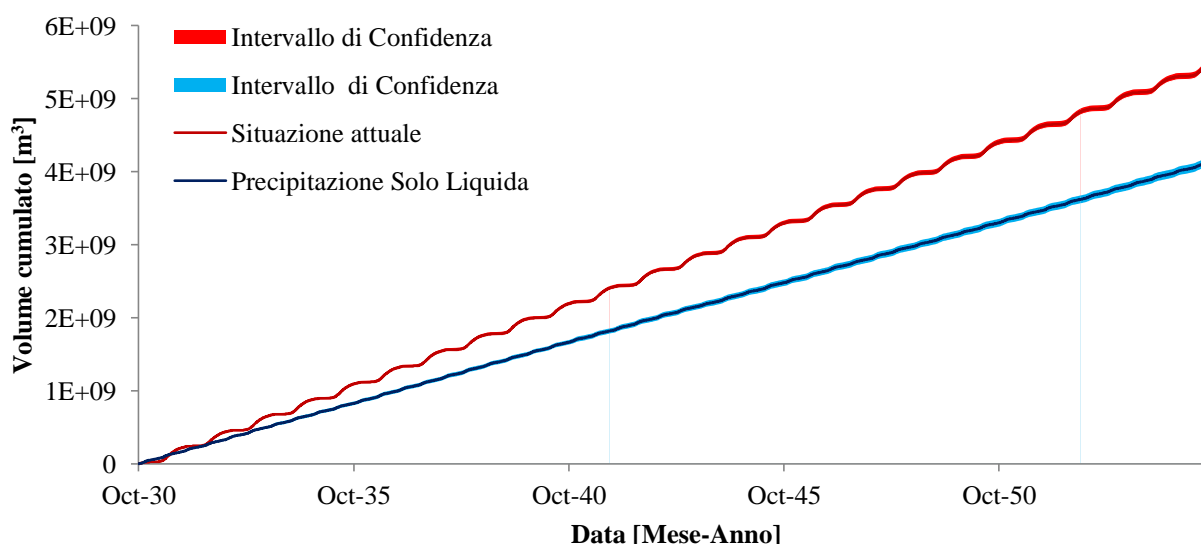


Figura 7-XXXII. Confronto dell'andamento dei volumi cumulati e del relativo intervallo di confidenza dal 2030 al 2055.

Dalla Figura 7-XXXII si nota come il volume cumulato all'ultimo giorno di simulazione sia inferiore nello scenario di solo liquido, a causa della scomparsa dell'apparato glaciale; anche l'andamento temporale è totalmente diverso poiché si passa dall'aver un regime glacio-nivale ad uno dominato dalla precipitazione liquida, questo è ben evidenziato dalle curve soprastanti: mentre lo scenario attuale presenta un andamento fortemente stagionale, lo scenario di solo liquido presenta un andamento costante nel tempo, con risposta impulsiva alla sollecitazione meteorica.

La discordanza tra le due simulazioni del volume cumulato è statisticamente significativa, come mostrato in Figura 7-XXXII, prendendo un intervallo di confidenza con significatività pari a 0.001.

Effetto sull'idrogramma

Nella *Figura 7-XXXIII* si riporta il confronto tra l'idrogramma simulato nello scenario di solo liquido, in corrispondenza della sezione di chiusura, e quello simulato considerando le caratteristiche climatiche e del bacino invariate:

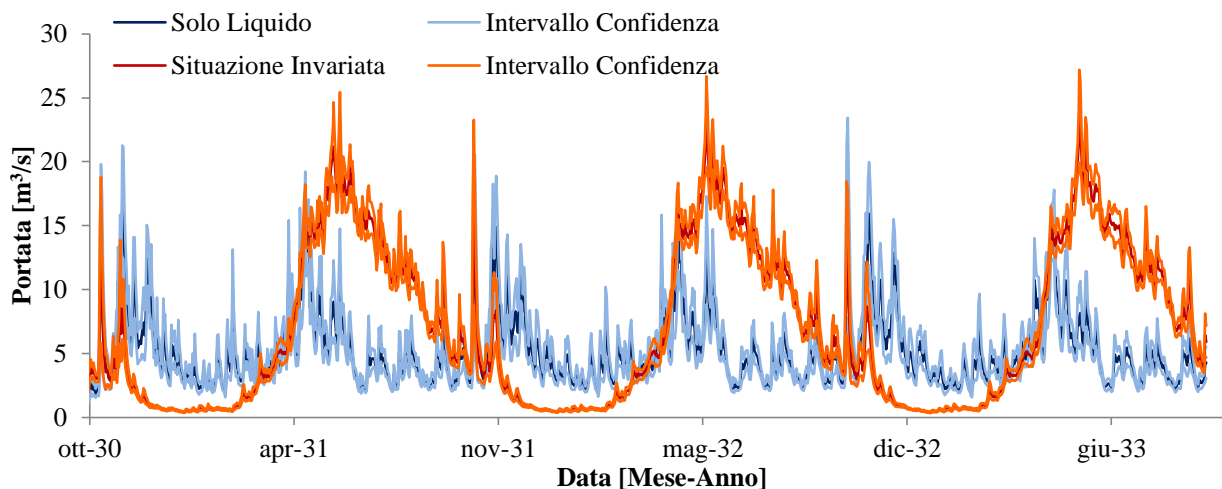


Figura 7-XXXIII. Confronto tra gli idrogrammi simulati nei due scenari per il periodo 2030/33. Nel grafico sono riportati sia la media che l'intervallo di confidenza di significatività $\alpha=0.001$.

E' immediato notare come la risposta del sistema sia di tipo impulsivo, poiché il bacino, sollecitato da un evento di precipitazione, ha un massimo in corrispondenza dello stesso, mentre il deflusso si esaurisce rapidamente dopo la piena. Nel periodo tardo-primaverile ed estivo invece, si è completamente perso il contributo di fusione, come mostrato dall'elevata differenza tra i due idrogrammi nei mesi da aprile a settembre. Pertanto il deflusso medio estivo sarà interamente dominato dal fatto che si assista ad un evento di precipitazione o meno e quindi fortemente dipendente dalla stocasticità degli eventi meteorici.

Effetto sulla curva di durata delle portate

Raffrontiamo ora, come varia la curva di durata delle portate nel caso di sollecitazione meteorica interamente liquida, rispetto alla curva di durata delle portate che caratterizza il regime attuale del torrente Anza:

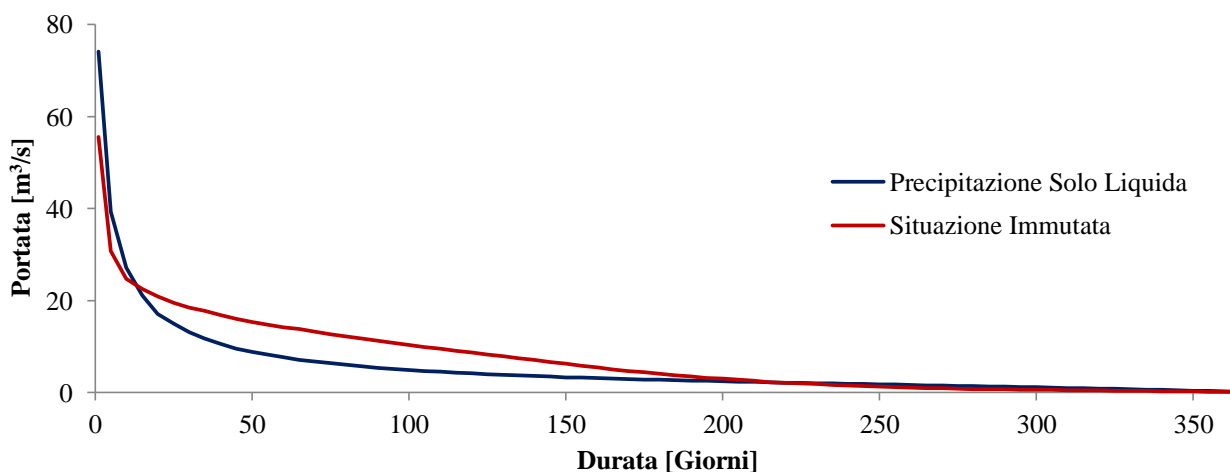


Figura 7-XXXIV. Curva di durata delle portate nello scenario attuale e in quello di solo liquido.

Dalla *Figura 7-XXXIV* viene evidenziato un netto cambiamento della curva nello scenario di solo liquido, mostrando una decrescita molto più marcata a partire dal valore massimo, mentre, per durate tra i 25 e i 200 giorni, la portata media sulle 200 simulazioni si attesta a valori inferiori rispetto a quelli attuali. Questo è dovuto sia alla perdita del contributo da fusione, esauritosi dopo il transitorio di regressione dei ghiacciai, sia all'aumento dell'impulsività del sistema, dominato dai soli eventi liquidi.

7.7.2 INFLUENZA SULLA PRODUZIONE DI ENERGIA IDROELETTRICA

In questo caso sembra di particolare interesse il calcolo dei coefficienti di utilizzazione dell'impianto e del corso d'acqua stesso, al fine di capire se possa essere conveniente per i gestori dell'impianto adattare il valore medio di portata derivata per meglio sfruttare la mutazione del regime idrologico.

Il calcolo dei coefficienti di utilizzazione è utile a definire il punto di ottimo sfruttamento del corso d'acqua e dell'impianto ed è una delle procedure preliminari per la valutazione della convenienza o meno della realizzazione di un impianto idroelettrico su un generico corso d'acqua.

Innanzitutto per la valutazione dei coefficienti di utilizzazione è necessario calcolare:

- il volume complessivo defluito durante l'anno alla sezione di chiusura:

$$V_0 = \int_0^{365} q \, dt;$$

- il volume derivato dall'impianto, funzione della portata derivabile \bar{q} :

$$V_q = \int_0^{\bar{q}} t \, dq$$

Esso è la somma del volume derivato nei giorni in cui l'impianto funziona a pieno regime, complessivamente pari a $\bar{q} \cdot \bar{t}$, e dei rimanenti $365 - \bar{t}$ in cui la derivazione è limitata dalla quantità idrica disponibile nel corso d'acqua.

- il volume massimo derivabile dall'impianto, funzione della portata derivabile \bar{q} , che corrisponde al volume potenzialmente derivabile se ogni giorno si avesse una disponibilità idrica pari a \bar{q} :

$$\bar{V} = \bar{q} \cdot 365$$

Nella *Figura 7-XXXV* vengono riportate le quantità definite precedentemente:

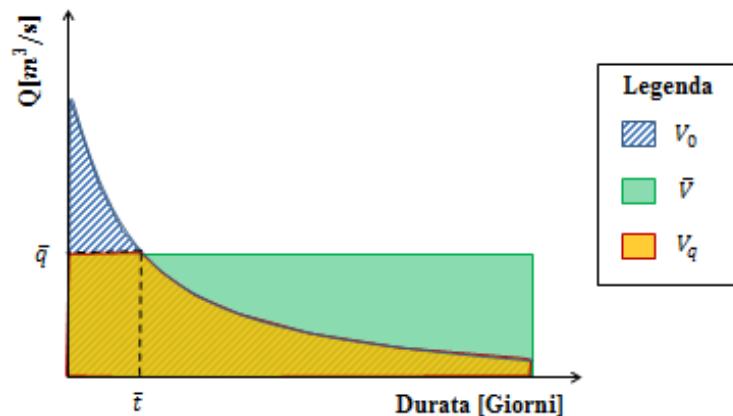


Figura 7-XXXV. Grandezze caratteristiche della curva di durata delle portate.

Dopo aver calcolato i diversi contributi volumetrici, i coefficienti di utilizzazione sono definiti come:

- Coefficiente di utilizzazione del corso d'acqua:

$$U_W = \frac{V_q}{V_0}$$

Se la portata derivata è pari alla portata massima, il corso d'acqua è sfruttato interamente, perciò tale coefficiente è una funzione monotona crescente al crescere di \bar{q} .

- Coefficiente di utilizzazione dell'impianto:

$$U_I = \frac{V_q}{\bar{V}}$$

A differenza del caso precedente, l'impianto sarà tanto più sfruttato quanto è bassa la portata derivata, poiché, minore è la portata derivata di progetto, maggiore è il numero dei giorni in cui l'impianto è sfruttato al massimo delle proprie possibilità.

Pertanto, tali coefficienti saranno funzione dell'andamento della curva di durata delle portate che varia al variare del regime idrologico. Il punto d'incontro tra i due coefficienti di utilizzazione stabilisce l'utilizzazione globale del sistema e indica quale valore di portata è opportuno derivare per ottenere il miglior compromesso tra sfruttamento del torrente e dell'impianto stesso.

Nella *Figura 7-XXXVI* si riporta l'andamento dei coefficienti di utilizzazione, utilizzando come curva di durata delle portate quella ottenuta dallo scenario di precipitazione interamente liquida:

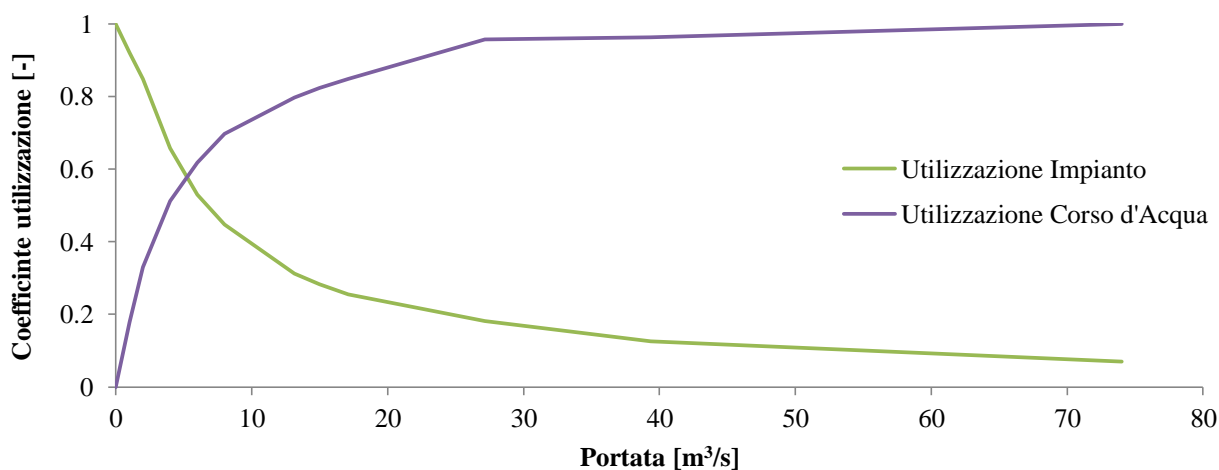


Figura 7-XXXVI. Coefficienti di utilizzazione nello scenario di precipitazione interamente liquida.

Il punto di intersezione tra le due curve è caratterizzato da un'ordinata pari a 0.6, la quale dimostra come il sistema continui a essere estremamente favorevole per la produzione di energia idroelettrica anche in futuro, tuttavia, quello che preme sottolineare, è la variazione del punto di ottimo tra la situazione attuale e lo scenario di solo liquido.

Per fare ciò si riportano le curve di utilizzazione dell'impianto e del corso d'acqua, sia nello scenario di precipitazione interamente liquida, sia nella situazione che attualmente caratterizza il regime delle portate del torrente Anza:

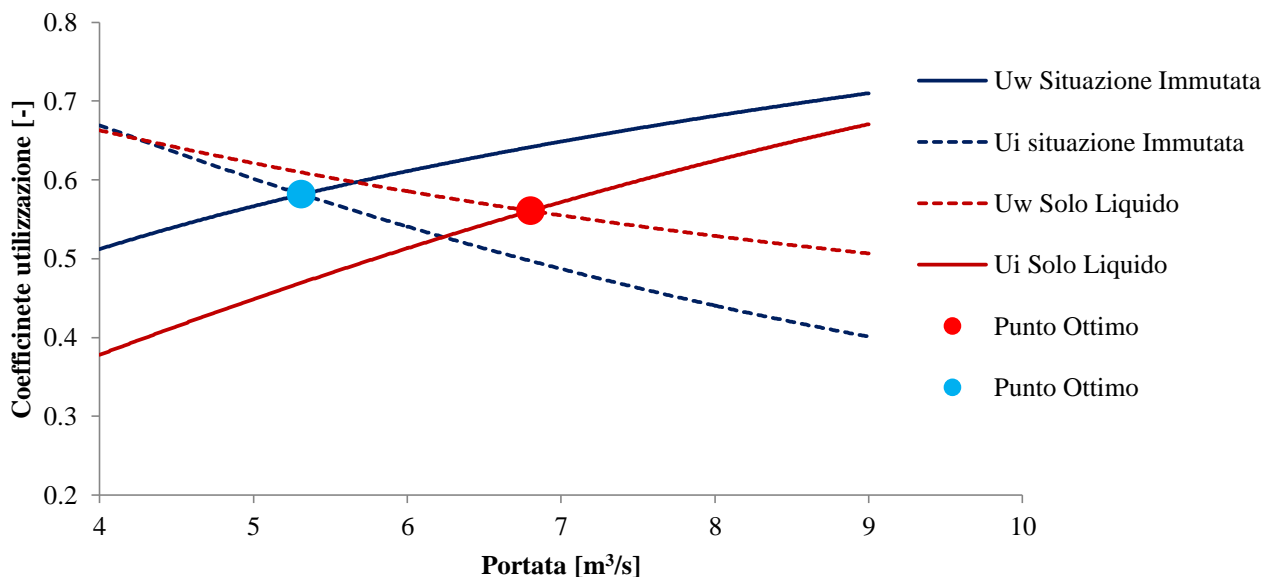


Figura 7-XXXVII. Ricerca del valore di portata ottimale da derivare nello scenario di precipitazione liquida.

La Figura 7-XXXVII riporta le curve di utilizzazione, nella sola porzione limitrofa al punto di ottimo, per sottolineare come, al fine di mantenere un coefficiente di utilizzazione prossimo a 0.6, i gestori dell'impianto dovrebbero modificare il valore di portata media derivata e passare dall'attuale $6.805 \text{ m}^3/\text{s}$ ai $5.305 \text{ m}^3/\text{s}$, per adattarsi al cambiamento nel regime idrologico delle portate.

Effetto sulla portata media derivata

Il cambiamento del deflusso idrico e della sua distribuzione temporale mostrata in precedenza, si riflette inevitabilmente in un cambiamento sulla portata derivata in corrispondenza dell'opera di presa alla diga di Ceppo Morelli. Nella Figura 7-XXXVIII si riporta il raffronto tra il quantitativo idrico derivato all'anno 2050, nei due scenari:

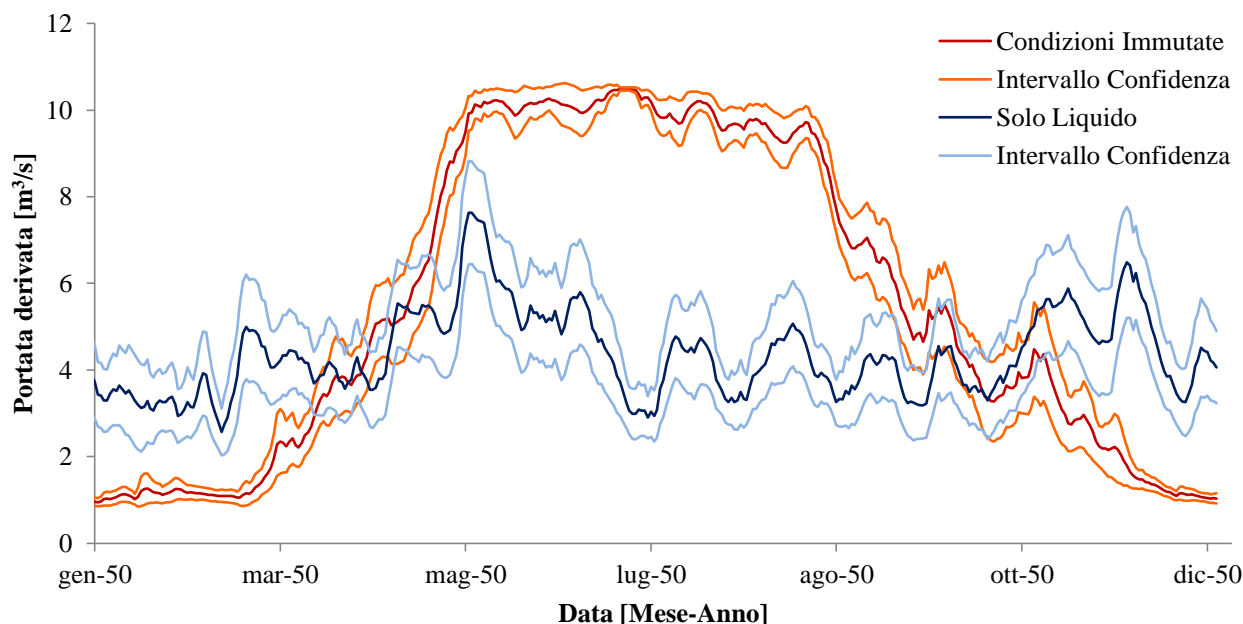


Figura 7-XXXVIII. Portata media derivata e intervallo di confidenza relativi alle 200 simulazioni eseguite per l'anno 2050.

Questo è l'andamento mediato sulle 200 simulazioni, aventi una finestra temporale di 25 anni a partire dal 2030, e evidenzia come, in termini medi, la portata derivata sia inferiore a quella dello scenario in cui le caratteristiche climatiche e del bacino sono immutate, nei mesi estivi, mentre sia superiore in quelli invernali.

Facendo l'integrale e quindi calcolando il volume annuo cumulato derivato, esso mostra una flessione del 20%, in continuità con lo scenario 2. Siccome l'energia media annua prodotta e il ricavo medio annuo sono proporzionali fra loro, si assisterà ad una diminuzione della produzione di energia idroelettrica anche in questo scenario.

Per approfondire tale concetto, come descritto nel paragrafo 5.4.3, si calcola il raffronto tra il ricavo medio annuo nel caso di situazione idrologico-climatica inalterata rispetto a quella attuale e quella di precipitazione totalmente liquida:

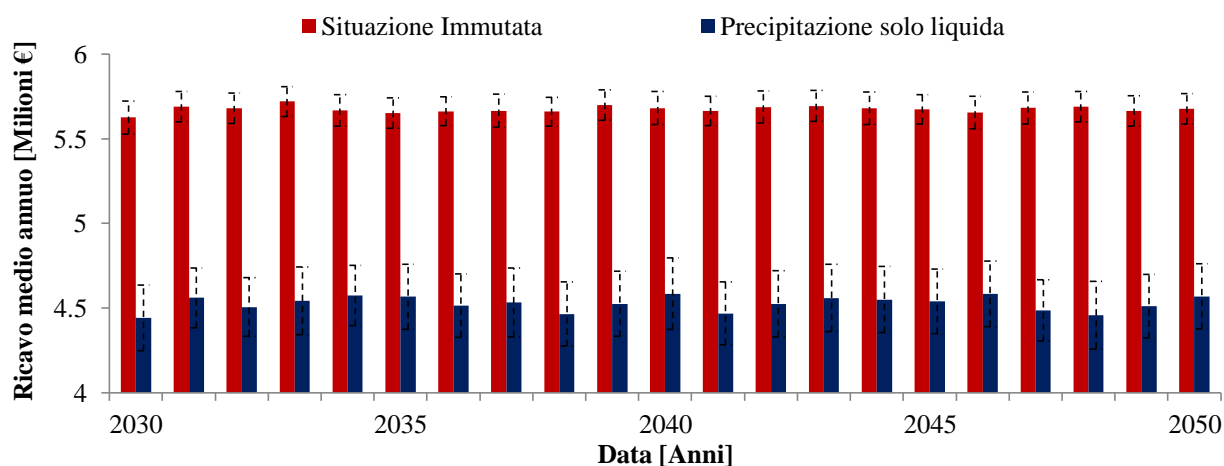


Figura 7-XXXIX. Raffronto tra il ricavo medio annuo ottenuto attualmente e quello dello scenario di solo liquido. Si riporta anche l'intervallo di confidenza.

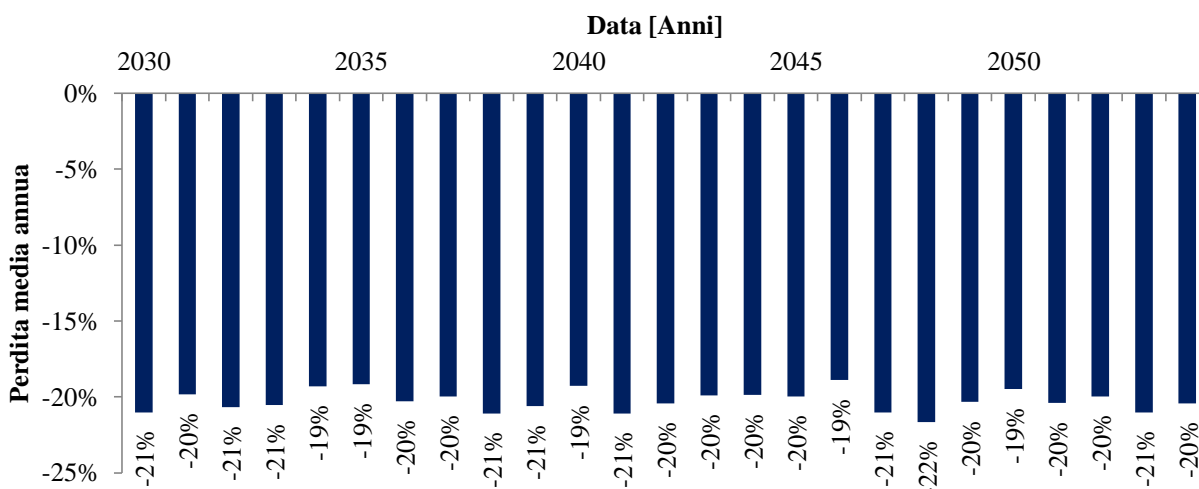


Figura 7-XL. Riduzione del ricavo medio annuo nello scenario di solo liquido.

A partire dal 2030 è costante la diminuzione del ricavo medio annuo pari al 20% che si mantiene costante negli anni successivi. Pertanto si dimostra come il sistema produttivo ubicato sul torrente Anza sia estremamente influenzato dalla riduzione della superficie ghiacciata mentre siano meno influenti il cambiamento nel tipo di precipitazione o nella temperatura. Questo è dovuto al funzionamento dell'impianto

ad acqua fluente e non più a serbatoio: la produzione infatti è governata dal deflusso idrico giornaliero e dalla sua variabilità, non potendo più contare su un volume di invaso a causa dell'interrimento della diga.

I gestori quindi, per mitigare l'effetto dei cambiamenti ipotizzati dovrebbero ripristinare una capacità di invaso, in modo tale da accumulare acqua durante i picchi di piena che saranno più frequenti e caratteristici negli scenari futuri, per poi utilizzarla nei periodi siccitosi che saranno maggiormente duraturi in estate a causa del mancato apporto da fusione.

Una regolazione mensile o settimanale della portata sarebbe di primaria importanza anche per seguire in maniera più adeguata i picchi di domanda dell'energia elettrica. In questa valutazione preliminare non si è tenuto conto della variabilità della richiesta di energia idroelettrica che cambia in funzione del giorno della settimana, ma anche nell'arco della giornata, con massimi posizionati alla mattina e alla metà del pomeriggio, descrivendo il tipico "andamento ad M".

7.7.3 SINTESI RISULTATI SCENARIO III

La trasformazione dell'input al modello idrologico, sotto forma di precipitazione interamente liquida, modifica profondamente il regime idrologico del torrente Anza, che passa dall'essere glacio-nivale, all'essere dominato dalla sola componente liquida della precipitazione.

In particolare, gli effetti sul regime idrologico risultano essere:

- Riduzione del volume cumulato rispetto allo scenario attuale inferiore del 20% a causa della scomparsa del contributo da fusione glaciale;
- Picchi di piena associati ai soli eventi liquidi e non più alle piene da fusione;
- Riduzione del contributo di base e del deflusso idrico estivo e primaverile;
- Aumento dell'infiltrazione e dell'evapotraspirazione;
- Sistema molto più impulsivo ed aleatorio, in cui il deflusso è solamente legato alla variabilità e all'occorrenza degli eventi liquidi;

Per quanto riguarda gli effetti sulla produzione di energia elettrica alla centrale di Battigio si sottolinea:

- Diminuzione media del volume annuo derivato del 21% rispetto al volume annuo derivato attuale;
- Tenendo conto di un prezzo variabile dell'energia elettrica venduta su base mensile, come riportato dal GSE, si assiste ad una diminuzione del ricavo medio annuo pari al 20%, per il periodo dal 2030-2050;
- Dalla stima dei coefficienti di utilizzazione si suggerisce di adattare la portata media derivata dall'impianto, per ottenere il massimo sfruttamento dell'impianto e del corso d'acqua, passando da $6.805 \text{ m}^3/\text{s}$ ai $5.305 \text{ m}^3/\text{s}$.

In altre parole, l'impianto idroelettrico in futuro dovrà adattare le sue strutture e le sue modalità di produzione al cambiamento nel regime idrologico, sia per mantenere dei valori elevati di produzione, sia ai fini di sicurezza, poiché la diga è quasi totalmente piena di sedimento e molto vulnerabile agli eventi di piena, specie quelli caratterizzati da forti precipitazioni liquide.

7.8 SCENARIO IV: PRECIPITAZIONE LIQUIDA E RIDUZIONE DELL'AREA GHIACCIATA

In questa ipotesi di scenario futuro si vuole valutare lo scenario più drastico, cioè quello che associa un cambiamento dell'input da nevoso a liquido, associato all'effetto della riduzione dell'area ghiacciata, secondo il bilancio volumetrico dello stesso, simile a quello presentato nello scenario I.

7.8.1 INFLUENZA SUL REGIME IDROLOGICO

I risultati, come descritto nei precedenti capitoli, sono ottenuti su un orizzonte temporale di 25 anni e ripetuti per 200 volte, mediante la tecnica Montecarlo per calcolare il valore medio della grandezza considerata e riuscire a valutarne la variabilità almeno nei confronti dei parametri in input. Nel grafico a torta sottostante si mostra la distribuzione degli afflussi e la si raffronta con la ripartizione che attualmente caratterizza il regime idrologico dell'Anza:

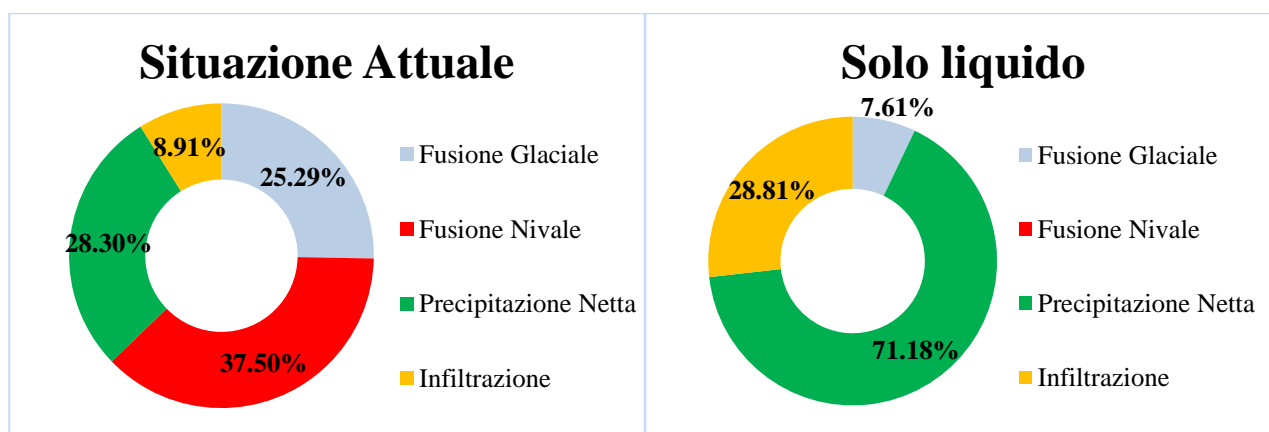


Figura 7-XLI. Confronto tra le ripartizioni riferiti allo stato attuale e alla scenario futuro ipotizzato.

I volumi riportati in *Figura 7-XLI* si riferiscono alla ripartizione del volume cumulato, suddiviso per componenti all'ultimo anno di simulazione. Il contributo dominante è rappresentato dalla precipitazione liquida, tuttavia permane un certo contributo, pari a circa l'8% cumulato in 25 anni della fusione glaciale. Infatti, per i primi 5-6 anni il contributo glaciale è ancora rilevante, grazie alla presenza del ghiacciaio stesso alle quote più modeste, mentre via via si riduce nel corso del tempo, per diminuire fino a diventare una percentuale molto bassa attorno al 2030.

Effetti sull'idrogramma alla sezione di chiusura

La variabilità dell'input produce una dinamica variabile nel tempo, poiché, nei primissimi anni, si assisterà a portate che aumentano, mentre a lungo termine la riduzione della superficie ghiacciata prevarrà su questo aumento temporaneo.

Il volume inizialmente aumenta perché ci sono un maggior numero di eventi, considerati come convettivi, cioè aventi una precipitazione giornaliera superiore ai 50 mm, ai quali viene applicato il fattore di incremento del tasso di precipitazione con la quota.

Si riporta in *Figura 7-XLII* l'idrogramma simulato per il primo anno di simulazione (2015/16):

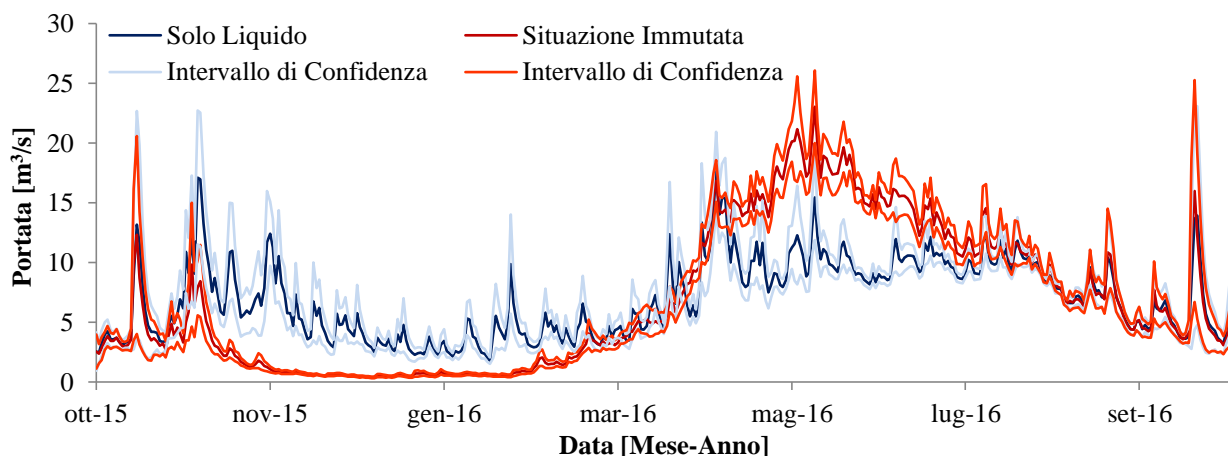


Figura 7-XLII. Confronto tra gli idrogrammi simulati per l'anno idrologico 2015/16. Nel grafico vengono riportati sia la media che l'intervallo di confidenza di significatività $\alpha=0.001$ relativi alle 200 simulazioni effettuate.

Da questa figura si nota come si accentuano le piene, in particolare quella del mese di novembre, mentre cala il deflusso estivo dovuto alla mancata fusione nivale, tuttavia il cambiamento non sembra essere così drastico. Nella *Figura 7-XLIII* si riporta il raffronto fra gli idrogrammi all'ultimo anno di simulazione (2039/40):

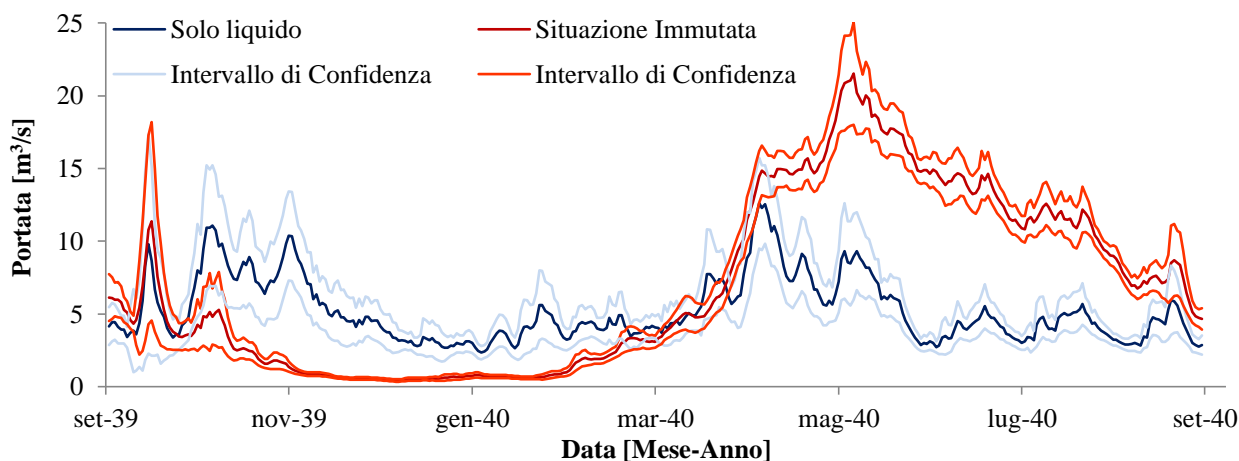


Figura 7-XLIII. Confronto tra gli idrogrammi simulati nell'anno 2040. Nel grafico vengono riportati sia la media che l'intervallo di confidenza di significatività $\alpha=0.001$ relativi alle 200 simulazioni effettuate.

La dinamica si è totalmente modificata, poiché prevalgono gli eventi di piena, raggiungendo dei picchi che altrimenti non verrebbero raggiunti, questo perché, in un bacino di modeste dimensioni, il fatto di avere una precipitazione interamente liquida e caratteristiche di impermeabilità del bacino, si riflettono immediatamente in deflusso che si concentra alla sezione di chiusura. La forma dell'idrogramma medio è cambiata poiché non si assiste più ad un picco concentrato in estate, ma bensì ad un regime caratterizzato da un valor medio di portata di circa $5-6 \text{ m}^3/\text{s}$, perturbato da eventi di piena meteorici, che mediamente si verificano in primavera ed autunno. Evidente è la differenza nei mesi primaverili ed estivi a causa della perdita della componente di fusione nivale e glaciale.

Questo si realizza dopo che si è esaurito il transitorio di migrazione della massa glaciale verso l'alto, come suggerito nello scenario I.

7.8.2 INFLUENZA SULLA PRODUZIONE DI ENERGIA IDROELETTRICA

Uno spostamento verso una dinamica dominata dalla precipitazione, inevitabilmente si ripercuote sul volume idrico disponibile all'utilizzo idroelettrico, in termini di variazione temporale e del quantitativo idrico derivato. Nei primi anni, il volume idrico derivato sembra essere simile a quello che attualmente viene utilizzato a scopo idroelettrico, se non addirittura superiore, per poi calare drasticamente dopo che la massa di ghiaccio si è pesantemente esaurita. Per descrivere meglio tale concetto, si riporta il volume cumulato derivato per l'intero periodo di simulazione:

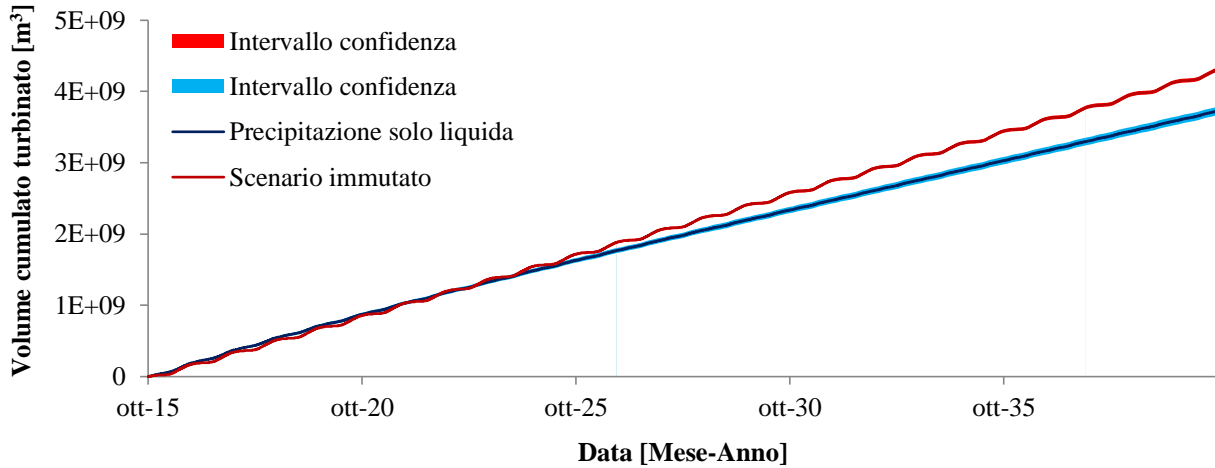


Figura 7-XLIV. Raffronto tra volume cumulato derivato nel caso di situazione idro/climatica immutata e nello scenario di solo liquido.

Dalla Figura 7-XLIV è immediato notare come lo scenario in cui la situazione idrologico-climatica cambia presenta un intervallo di confidenza molto ampio, ciò significa una maggiore variabilità e incertezza nella stima del valor medio. Tuttavia si può ritenere statisticamente significativa la differenza a partire dal 2025, circa. Si ricorda che l'intervallo avente significatività 0.001, contiene al suo interno la variabile con il 99.9% della probabilità, pertanto, lo si ritiene sufficientemente ampio per poter fare considerazioni con una certa affidabilità. Come negli scenari precedenti, a lungo termine si assiste ad una riduzione del volume disponibile alla produzione idroelettrica, tuttavia, analizziamo più in dettaglio le differenze tra lo scenario in cui le caratteristiche del bacino rimangono invariate rispetto alla situazione attuale e quello dello scenario di cambiamento descritto in precedenza, valutando il volume derivato medio annuo:

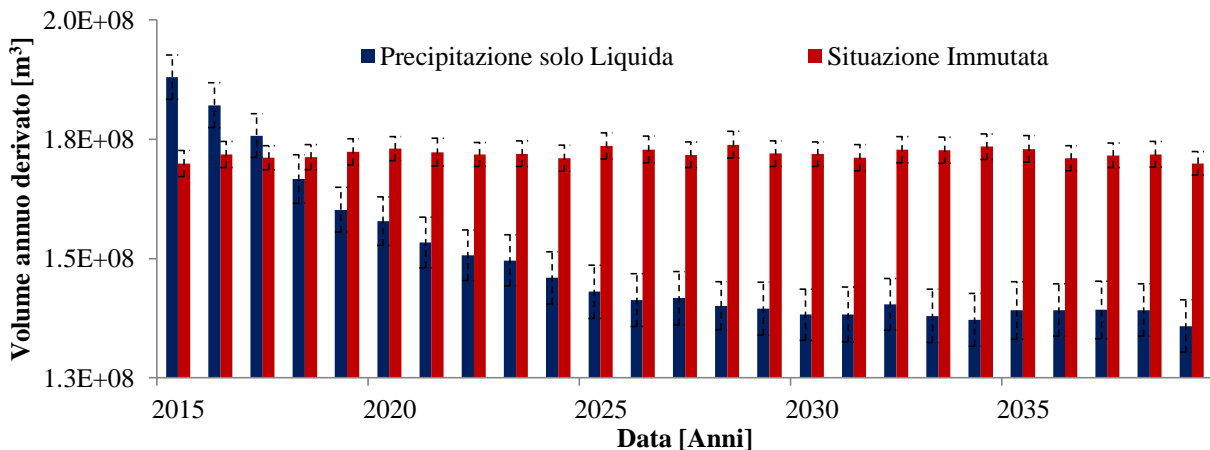


Figura 7-XLV. Confronto tra i volumi medi annui simulati nei due scenari e relativi intervalli di confidenza.

Dall'istogramma riportato in *Figura 7-XLV* si assiste ad un aumento del volume derivato nel breve termine, per poi assistere ad una marcata riduzione, che si amplifica, per poi assestarsi attorno al 2030.

Questo comportamento è proprio dovuto al ritiro della massa ghiacciata, mentre il fatto che la precipitazione si sia trasformata in precipitazione interamente liquida, non riesce a compensare la riduzione dell'apporto da fusione glaciale e nivale.

Questo aumento a breve termine e riduzione a lungo termine è certificato anche da altri studi sull'effetto del cambiamento climatico sulla produzione di energia idroelettrica riportati in letteratura, come quello di *Finger et al (2012)*, compiuto nella valle di Matter Vispa in Svizzera.

Infine si riportano i grafici che descrivono l'impatto sul ricavo medio annuo:

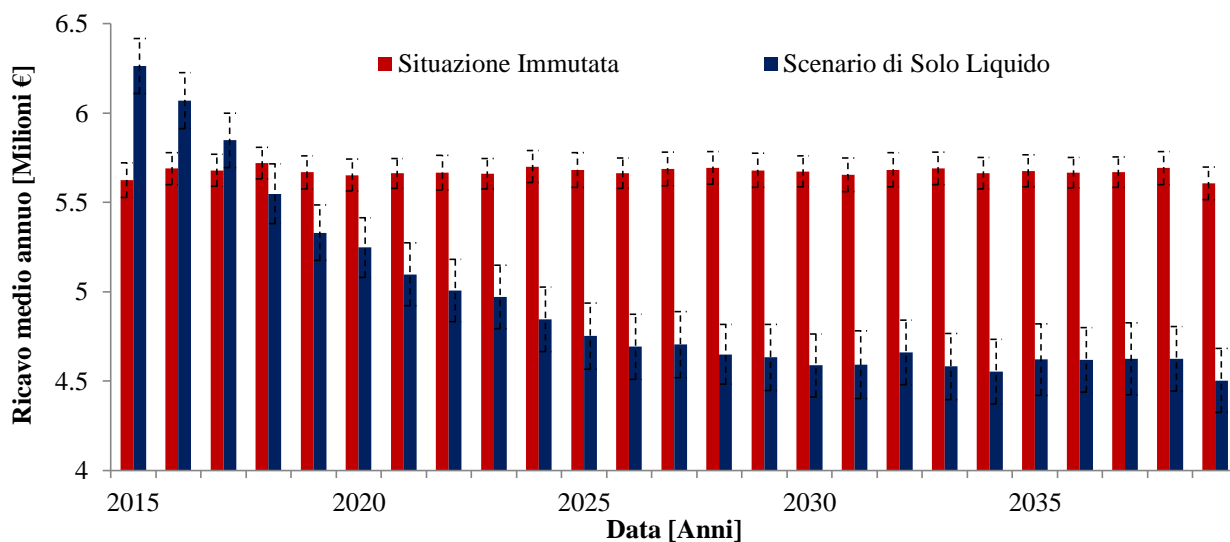


Figura 7-XLVI. Ricavo medio annuo e relativo intervallo di confidenza. Si confronta la situazione attuale con quella ipotizzata nello scenario di solo liquido.

Per completezza si riporta la differenza percentuale tra il ricavo medio annuo nello scenario attuale e quello nello scenario di cambiamento appena descritto:

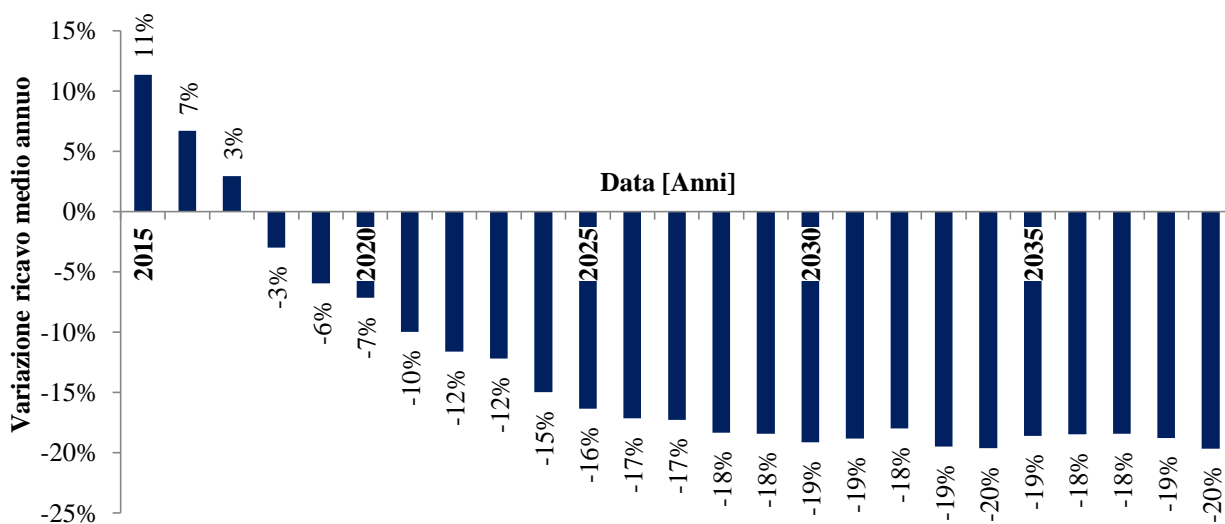


Figura 7-XLVII. Variazione del ricavo medio annuo rispetto alla produzione attuale.

Dopo un iniziale aumento del ricavo medio annuo, si assiste ad una forte riduzione, che poi si stabilizza, dopo che si è esaurito il contributo da fusione glaciale.

7.8.3 SINTESI RISULTATI SCENARIO IV

Lo scenario presentato nel precedente paragrafo vuole studiare la variazione del regime idrologico e della produzione di energia idroelettrica nel caso di precipitazione che si trasforma da nevosa a liquida in contemporanea alla variazione volumetrica del bilancio di massa del ghiacciaio.

Dai grafici presentati nelle pagine precedenti possiamo affermare che:

- Si assiste ad una variazione nel regime idrologico e del regime delle portate sempre più accentuato all'aumentare dell'intervallo di simulazione considerato: nell'immediato la variazione è modesta, per poi spostarsi verso una dinamica dominata dai soli eventi liquidi;
- Si assiste ad una riduzione del volume idrico transitante presso la sezione di chiusura e del volume derivato a causa della perdita dell'afflusso da fusione non compensato dalla precipitazione liquida;
- La produzione idroelettrica aumenta nel breve termine ma è destinata ad una drastica riduzione, con perdite del 20% l'anno a partire dal 2030.

8. CONCLUSIONI

8.1 SINTESI DEL LAVORO SVOLTO

Nel lavoro di tesi presentato nelle pagine precedenti si è studiato il regime idrologico del torrente Anza allo stato attuale, per poi valutarne la risposta nei confronti di diversi scenari di cambiamento delle variabili meteorologiche in input, al fine di stimare gli effetti di tale cambiamento sulla produzione di energia idroelettrica della centrale di Battigio.

Per il raggiungimento di questo scopo si è reso necessario l'implementazione di un modello afflussi-deflussi concettuale, a fasce altimetriche, il quale viene alimentato dall'osservazione di precipitazione e temperatura fornite dalla stazione meteorologica di Macugnaga Pecetto, previa correzione del dato misurato sulla base dell'osservazione dell'altezza di neve alla stazione nivometrica manuale di Macugnaga.

Il modello definisce il deflusso alla sezione di chiusura come somma di tre componenti distinte, modellate tramite altrettanti serbatoi: il deflusso da fusione glaciale, il deflusso di base alimentato dall'infiltrazione stimata con il metodo dell'SCS-CN e il deflusso derivante dalla fusione nivale e dalla precipitazione liquida, depurato dalle perdite per evapotraspirazione stimate mediante la formulazione di Thornthwaite. Esso è un modello parametrico, che può essere utilizzato in bacini idrografici montani scarsamente monitorati, com'è quello della Valle Anzasca, poiché richiede le sole osservazioni di temperatura media giornaliera, di precipitazione e del modello digitale del terreno per la ricostruzione della curva ipsografica del bacino.

Dopo aver studiato in maniera dettagliata le caratteristiche morfologiche e climatiche della regione piemontese, definendo sulla base dei dati osservati la decrescita media della temperatura con la quota, la soglia di partizione solido/liquida della precipitazione, e stimando a livello puntuale il tasso di fusione della neve ricostruendo l'andamento stagionale dello SWE, si è passati alla calibrazione e validazione del modello idrologico.

Avendo a disposizione le misure di portata fornite da Arpa Piemonte per il periodo 2003-2009, presso la stazione idrometrica di Macugnaga Pecetto si sono calibrati i parametri del modello concettuale, tra cui il *degree day* del ghiaccio, considerato come valor medio rappresentativo di tutta la superficie ghiacciata posta alle pendici della parete Est del Monte Rosa. Dopo aver verificato che il modello concettuale anche in fase di validazione riesca a riprodurre con buona approssimazione la portata osservata, si è passati allo studio del bacino idrografico con sezione di chiusura posta all'invaso di Ceppo Morelli, che racchiude il soprastante bacino di Pecetto.

Per la fase di calibrazione e validazione in corrispondenza di questa seconda sezione di chiusura, è stato necessario ricavare la portata entrante alla diga di Ceppo Morelli definendo il bilancio idrico del volume

invasato, grazie alle misure di livello, di portata sfiorante, di portata derivata e uscente dallo scarico di mezzofondo oltre che della curva del volume di invaso fornite dall'ente gestore Edison.

Mantenendo costanti i parametri che determinano la portata alla sezione di chiusura precedentemente calibrati, vengono cercati, mediante minimizzazione dell'*RMSE* i valori dei parametri del modello concettuale che permettono di riprodurre correttamente la portata alla sezione di Ceppo Morelli, utilizzando come periodo di validazione gli anni dal 2006 al 2014 che solo parzialmente si sovrappongono al periodo di osservazione a disposizione per la sezione di Pecetto.

Dai valori dell'*RMSE*, *NSE* e della *deviazione volumetrica annua* si ritiene che il modello riesca a riprodurre con efficacia il regime idrologico del torrente Anza anche per questa sezione di chiusura, in particolare, in termini di volume cumulato transitante in diga per il periodo considerato.

Al fine di svincolarsi da risultati che possano essere considerati modello-dipendenti le analisi riguardanti il regime idrologico del torrente Anza sono state ripetute mediante il modello HBV-EC sviluppato dal NRC (National Research Council Canadese) ma ampiamente utilizzato da gruppi di ricerca di tutto il mondo.

Il modello è di tipo concettuale, semi-distribuito e permette di tenere in considerazione le diverse caratteristiche morfologiche e di uso del suolo. Ripetendo la procedura di validazione e calibrazione presso le due sezioni di chiusura, si trovano dei risultati molto simili a quelli ottenuti mediante il modello concettuale implementato appositamente per questo studio. Infatti i risultati in termini di *RMSE*, *NSE*, e *deviazione volumetrica annua*, oltre all' R^2 , valutati raffrontando la portata osservata e simulata dai due modelli idrologici, sono analoghi e assolutamente comparabili in termini di accuratezza nella riproduzione del dato osservato.

Entrambi i modelli faticano nella riproduzione della portata in corrispondenza di eventi meteorologici particolarmente intensi e nel caso di stagioni di fusione particolarmente calde; le probabili cause sono: da un lato l'utilizzo di una sola stazione meteorologica che fornisce i valori di precipitazione e temperatura in input uniformemente distribuiti sull'intero bacino, dall'altro che tali sovrastime o sottostime potrebbero essere legate all'errore di misura del dato osservato.

L'ultima fase e fulcro del lavoro di tesi, riguarda la stima della produzione idroelettrica presso la centrale di Battiglio che sfrutta le acque derivate dal torrente Anza mediante l'invaso di Ceppo Morelli, oltre ad altre opere di presa sul torrente Olocchia, Rosenza, Rio Tignana e Rio Lago.

In particolare si vuole stimare la variazione del volume medio annuo derivato e dell'energia media annua prodotta in risposta a differenti scenari di cambiamento delle variabili in input, basati su trend osservati.

8.2 COMMENTO DEI RISULTATI OTTENUTI

Dalle analisi condotte possiamo concludere che:

- L'elevata escursione altimetrica, oltre alla presenza di un'importante massa glaciale, di permafrost e ghiacciaio nero, rendono il regime idrologico della Valle Anzasca particolarmente vulnerabile nei confronti di piccole variazioni climatiche;
- L'effetto più evidente, già osservato, è la riduzione della superficie coperta da ghiacciai perenni a causa dell'aumento di temperatura osservato in Piemonte che risulta essere di 1.5°C nell'ultimo cinquantennio;
- Dal bilancio di massa del ghiacciaio simulato mediante il modello concettuale e tenendo conto della variabilità del dato meteorologico in input mediante tecnica Montecarlo, si evidenzia la forte diminuzione dell'apparato glaciale nei prossimi 6-7 anni, fino ad arrivare ad un deflusso medio annuo inferiore del 20% rispetto a quello attuale dal 2028 in poi. A questo è associata un'analogia riduzione nella produzione di energia idroelettrica;
- Ipotizzando l'esaurimento della riserva glaciale si è poi valutato l'effetto di differenti gradienti annui di temperatura, a partire dal trend osservato nell'ultimo decennio pari a + 0.03°C/anno, ma considerandone anche di più drastici pari a +0.06 o +0.09°C/anno. In termini di volume idrico transitante alla sezione di chiusura, si assiste dopo il 2030 ad una diminuzione del 20% in media dovuta all'esaurimento delle riserve di acqua dolce stoccata nei ghiacciai che si riflette di pari passo sulla produzione idroelettrica. A causa dell'aumento di temperatura ipotizzato il regime idrologico cambierà completamente, passando dall'attuale regime glacio-nivale, caratterizzato da valori medi di portata elevati e costanti nel periodo estivo, a una dinamica molto più impulsiva, legata ai picchi di precipitazione che si manifesteranno in maniera tanto più forte quanto maggiore è l'incremento della temperatura media dopo il 2030. Inoltre si assiste ad una diminuzione del numero dei giorni con copertura di neve al suolo oltre al minor numero di eventi nevosi soprattutto alle quote inferiori;
- Lo scenario più drastico è quello in cui la precipitazione viene fornita in ingresso al modello come interamente liquida; a livello volumetrico e di produzione idroelettrica media annua le valutazioni non cambiano rispetto allo scenario precedente a causa del funzionamento dell'impianto ad acqua fluente, con portata massima derivata pari a 10 m³/s. Tuttavia si assiste ad un deflusso estivo molto simile a quello invernale, particolarmente suscettibile nei confronti di anni siccitosi, poiché il volume idrico che transita alla sezione di chiusura non può più contare sul rilascio lento e graduale dell'acqua di fusione glaciale e nivale tipiche della stagione tardo-primaverile ed estiva. In questo scenario si è ricavata anche la curva di durata delle portate media e si sono calcolati i coefficienti di utilizzazione dell'impianto e del corso d'acqua, per verificare se i gestori dell'impianto dovessero pensare di adattare la portata media derivata ai cambiamenti occorsi nel regime idrologico per ottenere uno sfruttamento ottimale sia dell'impianto stesso che del corso d'acqua. Dall'analisi emerge come, per mantenere un valore del coefficiente di utilizzazione ottimo pari a 0.6, molto simile al valore attuale sarebbe opportuno diminuire la portata media derivata.

8.3 PECULIARITA' E INCERTEZZE DEI RISULTATI OTTENUTI

I risultati ottenuti sono frutto di una serie di approssimazioni e criticità a causa di:

- Mancanza di stazioni di misura delle principali variabili meteorologiche e problema dell'undercatch strumentale che caratterizza le stazioni in quota;
- Mancanza di dati idrometrici e di lunghe serie di osservazioni della portata del torrente Anza oltre che di misure di dettaglio relative alla stima del tasso di fusione del ghiacciaio non solo riferite alla lingua del ghiacciaio del Belvedere ma diffuse sull'intero apparato glaciale;
- Quantificazione del volume di ghiaccio stoccato nei pressi della parete Est del Monte Rosa;
- Stima del deflusso idrico alla sezione di chiusura frutto di ipotetici scenari di cambiamento climatico futuri e parametri del modello che si mantengono costanti e invariati rispetto alla configurazione attuale;

Tuttavia si ritiene che l'approccio utilizzato sia particolarmente significativo poiché:

- Si è tenuto conto dell'effetto della variabilità meteorologica del dato in input al modello eseguendo delle simulazioni mediante la tecnica statistica del Metodo Montecarlo, previa correzione del dato, in riferimento all'undercatch strumentale che caratterizza gli eventi nevosi confrontando i dati osservati dal pluviometro con l'altezza di neve misurata al campo neve di Macugnaga;
- Si è utilizzato un modello idrologico di confronto, l'HBV-EC, già ampiamente utilizzato in bacini idrografici di tutto il mondo con risultati apprezzabili, che conferma l'accuratezza del modello concettuale nel riprodurre correttamente la ripartizione del deflusso nelle sue componenti fondamentali;
- Gli scenari di cambiamento climatico sono basati sulla proiezione futura di trend osservati nell'ultimo cinquantennio relativi alle principali variabili meteorologiche nella regione piemontese, oltre alla riduzione areale della superficie glaciale osservata nell'ultimo trentennio. In questo modo non si è vincolati a ipotesi relative all'evoluzione del clima in funzione delle concentrazioni future di gas serra a loro volta correlate alla crescita demografica, alla produzione industriale, all'efficienza energetica, alle politiche di mitigazione...;

8.4 SVILUPPI FUTURI

Il problema affrontato, di notevole complessità, richiede uno studio più approfondito di tutte le principali componenti del ciclo idrologico, le quali possono essere stimate con maggiore precisione solamente avendo a disposizione un maggior numero di informazioni di campo.

In particolare sarebbe utile disporre di:

- Una mappatura completa della superficie e dello spessore dell'area ghiacciata al fine di stimare più correttamente il volume idrico di acqua dolce stoccato alle quote elevate. Per determinare in maniera più accurata il quantitativo idrico di fusione glaciale sarebbe utile classificare l'area ghiacciata a seconda delle diverse componenti: ghiaccio coperto da detrito, ghiaccio scoperto, permafrost;
- Misure di ablazione puntuali non solamente eseguite mediante il posizionamento di paline ablatometriche sulla lingua del Belvedere bensì sull'intera superficie ghiacciata, utilizzando le più moderne tecniche di rilievo. Questo permetterebbe di tenere in considerazione la variabilità spaziale del tasso di fusione del ghiaccio e della sua dipendenza dalle caratteristiche morfologiche di esposizione e orientazione;
- Ricostruzione dell'andamento piezometrico della falda per definire se il deflusso di base del torrente Anza, tipico della stagione invernale, sia alimentato dal reticolo endo-glaciale oppure sia dovuto alla ricarica della falda;
- Misure a risoluzione oraria o sub-oraria delle variabili meteorologiche classiche, unite a parametri meno comuni come velocità del vento o radiazione solare incidente e umidità per quantificare in maniera più dettagliata il contributo di fusione glaciale e nivale, l'evapotraspirazione, la sublimazione;
- Misure di portata per definire in maniera più dettagliata il regime delle portate del torrente Anza, in particolare il ripristino dell'idrometro di Pecetto, oppure l'installazione di una nuova stazione di misura intermedia tra Pecetto e Ceppo Morelli;
- Misurazione diretta della portata derivata che alimenta la centrale di Battiglio per una stima più corretta della produzione idroelettrica, in relazione alla sua variabilità temporale e possibile sviluppo di un modello di gestione e di regolazione della portata in funzione della variabilità della richiesta di energia elettrica;

Avendo a disposizione queste informazioni aggiuntive potrà così approfondirsi il grado di dettaglio con cui verrà trattato il problema, cercando di migliorare la modellazione di tutti i processi fisici responsabili della formazione del deflusso alla sezione di chiusura riducendo l'incertezza nella valutazione della produzione idroelettrica futura in risposta a scenari di cambiamento climatico.

Tali valutazioni permetteranno di agire preventivamente in risposta ad uno scenario idrologico-climatico in sempre più rapida evoluzione, in termini di adeguamento degli impianti, volti alla massimizzazione dell'energia idroelettrica prodotta da un lato, e mantenendo degli elevati standard di sicurezza per contrastare i più frequenti eventi di piena dall'altro.

BIBLIOGRAFIA

- Allamano, P., Claps, P. & Laio, F., 2009. An analytical model of the effects of catchment elevation on the flood frequency distribution. *Water Resources Research*, 45(1).
- Avanzi, F. et al., 2014. A processing–modeling routine to use SNOTEL hourly data in snowpack dynamic models. *Advances in Water Resources*, 73, pp.16–29.
- Bahr, D.B., Meier, F.M. & Peckham, S.D., 1997. The physical basis of glacier volume-area scaling. *Journal of Geophysical Research*, 102, NO.B9, pp.20.335–20.362.
- Barnett, T.P., Adam, J.C. & Lettenmaier, D.P., 2005. Potential impacts of a warming climate on water availability in snow-dominated regions. *Nature*, 438(7066), pp.303–9.
- Bartolini, E. et al., 2011. Runoff regime estimation at high-elevation sites: a parsimonious water balance approach. *Hydrology and Earth System Sciences*, 15(5), pp.1661–1673.
- Bartolini, E., Claps, P. & Laio, F., 2008. Analisi della variabilità spaziale di valori caratteristici delle precipitazioni in piemonte. *Working Paper 2008 Dipartimento di Idraulica, Trasporti ed Infrastrutture Polito*, 1(1).
- Bavay, M., Grünewald, T. & Lehning, M., 2013. Response of snow cover and runoff to climate change in high Alpine catchments of Eastern Switzerland. *Advances in Water Resources*, 55, pp.4–16.
- Bavera, D. & De Michele, C., 2009. Snow water equivalent estimation in the Mallero basin using snow gauge data and MODIS images and fieldwork validation. *Hydrological Processes*, 23(14), pp.1961–1972.
- Beniston, M. et al., 2003. Estimates of snow accumulation and volume in the Swiss Alps under changing climatic conditions. *Theoretical and Applied Climatology*, 76(3-4), pp.125–140.
- Beniston, M., 2005. Mountain Climates and Climatic Change: An Overview of Processes Focusing on the European Alps. *Pure and Applied Geophysics*, 162(8-9), pp.1587–1606.
- Berghuijs, W.R., Woods, R. a. & Hrachowitz, M., 2014. A precipitation shift from snow towards rain leads to a decrease in streamflow. *Nature Climate Change*, 4(7), pp.583–586.
- Blandford, T.R. et al., 2008. Seasonal and Synoptic Variations in Near-Surface Air Temperature Lapse Rates in a Mountainous Basin. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 47(1), pp.249–261.
- Bohm, R. et al., 2001. Regional temperature variability in the european alps: 1760-1998 from homogenized instrumental time series. *International Journal of Climatology*, 1801, pp.1779–1801.
- Bonanno, R., Ronchi, C. & Barbara, C., 2010. L’impatto del cambiamento climatico sui ghiacciai alpini del Nord-Ovest italiano. *Aineva*, pp.46–53.
- Braun, L.N., Grabs, W. & Rana, B., 1993. Application of a Conceptual Precipitation- Runoff Model in the Langtang Kfaola Basin , Nepal Himalaya. , (218).
- Van Den Broeke, M. et al., 2010. Temperature thresholds for degree-day modelling of Greenland ice sheet melt rates. *Geophysical Research Letters*, 37(18501).
- Brunetti, M. et al., 2006. Temperature and precipitation variability in Italy in the last two centuries from homogenised instrumental time series. *International Journal of Climatology*, 26, pp.345–381.

- Cislaghi, M. et al., 2005. Statistical assessment of trends and oscillations in rainfall dynamics: Analysis of long daily Italian series. *Atmospheric Research*, 77(1-4), pp.188–202.
- Citterio, M. et al., 2007. The fluctuations of Italian glaciers during the last century: a contribution to knowledge about alpine glacier changes. *Geogr. Ann.*, 89 A (3), pp.167–184.
- Corbari, C. et al., 2009. Elevation based correction of snow coverage retrieved from satellite images to improve model calibration. *Hydrology and Earth System Sciences*, 13(5), pp.639–649.
- Cugeron, K. et al., 2012. Stima della precipitazione in Siti di Alta quota. *Aineva*, pp.36–43.
- Essery, R. et al., 2003. Sublimation of Snow from Coniferous Forests in a Climate Model. *Journal of climate*, pp.1855–1864.
- Farinotti, D. et al., 2009. An estimate of the glacier ice volume in the Swiss Alps. *Global and Planetary Change*, 68i, pp.225–231.
- Fischer, L. et al., 2011. Monitoring topographic changes in a periglacial high-mountain face using high-resolution DTMs, Monte Rosa East Face, Italian Alps. *Permafrost and Periglacial Processes*, 22(2), pp.140–152.
- Flanner, M.G. et al., 2011. Radiative forcing and albedo feedback from the Northern Hemisphere cryosphere between 1979 and 2008. *Nature Geoscience*, 4(3), pp.151–155.
- Garavaglia, R. et al., 2014. Evoluzione del ghiacciaio dei forni. *Aineva*, 81, pp.60–67.
- Godone, D. & Chiabrando, R.I., 2008. *Cryosphere dynamics monitoring by innovative geomatic methodologies*. Università degli Studi di Torino.
- Godone, D. & Godone, F., 2012. *The Support of Geomatics in Glacier Monitoring: The Contribution of Terrestrial Laser Scanner* D. J. A. M. Rodriguez, ed., InTech.
- Hamilton, B.A.S., Hutchinson, D.G. & Moore, R.D., 2001. Estimating Winter Streamflow Using Conceptual Streamflow Model. , 14(4), pp.158–175.
- Hock, R., 2003. Temperature index melt modelling in mountain areas. *Journal of Hydrology*, 282(1-4), pp.104–115.
- Jost, G. et al., 2012. Distributed temperature-index snowmelt modelling for forested catchments. *Journal of Hydrology*, 420-421, pp.87–101.
- Kienzle, S.W., 2008. A new temperature based method to separate rain and snow. *Hydrological Processes*, 5085(October), pp.5067–5085.
- L'hôte, Y. et al., 2005. Relationship between precipitation phase and air temperature: comparison between the Bolivian Andes and the Swiss Alps. *Hydrological Sciences Journal*, 50(6), pp.37–41.
- Laternser, M. & Schneebeli, M., 2003. Long-term snow climate trends of the Swiss Alps (1931-99). *International Journal of Climatology*, 23(7), pp.733–750.
- Lehning, M. et al., 2006. ALPINE3D: a detailed model of mountain surface processes and its application to snow hydrology. *Hydrological Processes*, 2128(May 2005), pp.2111–2128.
- Lindstrom, G., Johansson, B. & Persson, M., 1997. Development and test of the distributed HBV-96 hydrological model. , 201, pp.272–288.
- Luo, W., 2000. Quantifying groundwater-sapping landforms with a hypsometric technique. *Journal of Geophysical Research*, 105(E1), pp.1685–1694.

- Martin, E., Timbal, B. & Brun, E., 1997. Downscaling of general circulation model outputs : simulation of the snow climatology of the French Alps and sensitivity to climate change. *Climate Dynamics*, 13, pp.45–56.
- Mote, P.W. et al., 2005. Declining Mountain Snowpack in Western North America*. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 86(1), pp.39–49.
- Nakawo, M. & Rana, B., 1999. Estimate of Ablation Rate of Glacier Ice under a Supraglacial Debris Layer. *Geografiska Annaler, Series A: Physical Geography*, 81(4), pp.695–701.
- Ohmura, A., 2001. Physical Basis for the Temperature-Based Melt-Index Method. *Journal of Applied Meteorology*, 40(4), pp.753–761.
- Paul, F., 2004. Rapid disintegration of Alpine glaciers observed with satellite data. *Geophysical Research Letters*, 31(21), p.L21402.
- Phillips, M. et al., 2009. Rapid Degradation of Ground Ice in a Ventilated Talus Slope : Fuela Pass , Swiss Alps. *Permafrost and Periglacial Processes*, 20(December 2008), pp.1–14.
- Piemonte, D.A.R., 2011. Progetto Pilota per contrastare fenomeni di siccità e desertificazione nel territorio della Regione Piemonte.
- Regonda, S.K., Rajagopalan, B. & Clark, M., 2004. Seasonal Cycle Shifts in Hydroclimatology over the Western United States. , pp.372–384.
- Rohrer, M.B. & Lang, H., 1990. Point modelling of snow cover water equivalent based on observed variables of the standard meteorological networks. , (193), pp.197–204.
- Rolland, C., 2002. Spatial and Seasonal Variations of Air Temperature Lapse Rates in Alpine Regions. , pp.1032–1046.
- Da Ronco, P. & De Michele, C., 2014. Cloud obstruction and snow cover in Alpine areas from MODIS products. *Hydrology and Earth System Sciences*, 18(11), pp.4579–4600.
- Salandin, A. & Volonte', G., 2003. *Un modello idrologico per la simulaizione del manto nevoso: applicazione al caso di studio del lago epiglaciale del ghiacciaio del Belvedere*. Politecnico di Milano.
- Schaefli, B., Hingray, B., Niggli, M. & Musy, a., 2005. A conceptual glacio-hydrological model for high mountainous catchments. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, 2(1), pp.73–117. Available at: <http://www.hydrol-earth-syst-sci-discuss.net/2/73/2005/>.
- Schaefli, B., Hingray, B., Niggli, M. & Musy, A., 2005. A conceptual glacio-hydrological model for high mountainous catchments. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, 9(1), pp.95–109.
- Schaefli, B. et al., 2005. *Prediction of climate change impacts on Alpine discharge regimes under A2 and B2 SRES emission scenarios for two future time periods (2020-2049 , 2070-2099) Technical report*,
- Schaefli, B. et al., 2014. SEHR-ECHO v1.0: a Spatially-Explicit Hydrologic Response model for ecohydrologic applications. *Geoscientific Model Development Discussions*, 7(2), pp.1865–1904. Available at: <http://www.geosci-model-dev-discuss.net/7/1865/2014/> [Accessed September 21, 2014].
- Schaefli, B., Hingray, B. & Musy, A., 2007. Climate change and hydropower production in the Swiss Alps : quantification of potential impacts and related modelling uncertainties Methodology : overview. , 11(3), pp.1191–1205.
- Seibert, J. & McDonnell, J.J., 2010. Land-cover impacts on streamflow: a change-detection modelling approach that incorporates parameter uncertainty. *Hydrological Sciences Journal*, 55(3), pp.316–332.

- Sproles, E. a. et al., 2013. Climate change impacts on maritime mountain snowpack in the Oregon Cascades. *Hydrology and Earth System Sciences*, 17(7), pp.2581–2597.
- Stahl, K. et al., 2008. Coupled modelling of glacier and streamflow response to future climate scenarios. *Water Resources Research*, 44(2).
- Tarboton, D.G., Luce, C.H. & Service, U.F., 1996. Utah Energy Balance Snow Accumulation and Melt Model (UEB) ., (December).
- De Walle, D.R. & Rango, A., 2008. *Principles of snow hydrology* 2009th ed. C. U. Press, ed.,
- Wiltshire, a. J., 2014. Climate change implications for the glaciers of the Hindu Kush, Karakoram and Himalayan region. *The Cryosphere*, 8(3), pp.941–958.