



POLITECNICO
MILANO 1863

Scuola di Ingegneria Civile, Ambientale e Territoriale
Corso di Laurea Magistrale in Ingegneria per l'Ambiente e il Territorio
Politecnico di Milano

**POTENZIALE EROSIVO NEL BACINO DEL FIUME MERA.
UN APPROCCIO TRAMITE IL METODO D-RUSLE**

Relatore: Prof. Daniele Bocchiola

Correlatori: Dott. Ing. Francesca Casale

Dott. Ing. Leonardo Stucchi

Tesi di Laurea Magistrale di:

Lucia Maruffi

Matr. n. 916008

Anno Accademico 2019/2020

Sommario

Indice delle figure.....	IV
Indice delle tabelle.....	IX
Tabella degli acronimi	XI
Sintesi.....	XII
Abstract.....	XIV
1. Introduzione.....	1
1.1 Progetto GE.RI.KO. MERA.....	1
1.2 Obiettivo del lavoro.....	2
1.3 Strategia europea per la protezione del suolo	5
1.4 Inquadramento bacino.....	6
1.5 Interventi di gestione del suolo	10
1.6 Modellazione dell'erosione	12
2. Dati utilizzati.....	14
2.1 Precipitazione e temperatura	14
2.2 Digital Elevation Model (DEM).....	16
2.3 Litologia	17
2.3.1 Contenuto di sostanza organica	17
2.3.2 Tessitura del suolo.....	19

2.4	Copertura del suolo.....	22
2.5	Telerilevamento e NDVI.....	26
2.5.1	Immagini satellitari	29
2.6	Dati di calibrazione.....	32
2.6.1	Portata oraria stazione di Samolaco.....	32
2.6.2	Misura torbidità stazione di Chiavenna.....	33
3.	Metodologia.....	35
3.1	Modello idrologico	35
3.1.1	Spazializzazione di temperatura e precipitazione.....	38
3.1.2	Bilancio idrologico.....	40
3.1.3	Formulazione dei fattori	40
3.1.4	Fusione nivale	42
3.1.5	Elaborazione dati meteo	43
3.2	Modello di erosione.....	46
3.2.1	Struttura del modello	46
3.2.2	Fattore R.....	48
3.2.3	Fattore C.....	50
3.2.4	Fattore K.....	58
3.2.5	Fattore LS	60
3.2.6	Fattore P	61

3.3	Scenari climatici	62
3.3.1	Proiezioni climatiche	63
3.3.2	Modelli climatici	67
3.3.3	Il downscaling spaziale e temporale	68
3.3.4	Elaborazione dati meteo	71
4.	Risultati e discussione	74
4.1	Calibrazione e validazione modello idrologico.....	74
4.2	Calibrazione modello di erosione.....	78
4.3	Risultati modello di erosione	83
4.3.1	Confronto con mappa di erosione europea	92
4.3.2	Discussione del fattore R	93
4.3.3	Discussione del fattore C	96
4.4	Risultati scenari climatici.....	99
	Conclusioni.....	110
	Ringraziamenti	113
	Bibliografia	114

Indice delle figure

Figura 1. Localizzazione dell'area di studio, in rosso la collocazione del bacino nella zona di confine tra Lombardia e Svizzera.....	7
Figura 2. Mappa satellitare del bacino imbrifero del fiume Mera, il confine del bacino in rosso.....	8
Figura 3. Localizzazione delle otto stazioni metereologiche sull'area del bacino. Si distingue la stazione di Soglio (numero 7) che predispone solo di pluviometro. Si riporta inoltre la stazione numero 9 di misurazione del livello idrometrico nei pressi di Samolaco e la numero 10 di misurazione della torbidità nei pressi di Chiavenna.....	15
Figura 4. Mappa di elevazione del terreno (DEM) dell'area del bacino del fiume Mera. L'elevazione del bacino risulta essere compresa tra i 202 e 3266 m s.l.m.	17
Figura 5. Mappa della percentuale di contenuto organico totale nel suolo nell'area del bacino, ottenuta dall'unione dalla mappa di ERSAF e di ESDAC.....	19
Figura 6. Triangolo tessiturale a tre entrate dell'USDA che indentifica le classi di tessitura di un terreno a partire dalla distribuzione dimensionale delle particelle.	21
Figura 7. Mappa di tessitura del suolo del bacino Mera.....	21
Figura 8. Mappe di copertura di suolo dell'area del bacino negli anni 2012 e 2018, ottenute tramite l'unione delle mappe CLC e DUSAF.	25
Figura 9. Firme spettrali di alcuni materiali noti, in verde scuro l'andamento della riflettanza delle conifere, in verde delle latifoglie, in verde chiaro del prato (Gianinetto, 2019b).	27
Figura 10. Firma spettrale della vegetazione decidua, si evidenzia in rosso il salto tra il valore della riflettanza nella lunghezza spettrale del rosso visibile e dell'infrarosso vicino (Gianinetto, 2019a).	28
Figura 11. Mappa dell'NDVI estiva e invernale mediata sugli anni di acquisizione delle immagini satellitari.....	31

Figura 12. Portata media mensile osservata presso la stazione di Samolaco.....	32
Figura 13. Torbidità giornaliera osservata presso la stazione di Chiavenna.	33
Figura 14. Mappa di precipitazione cumulata media annuale (mm anno ⁻¹) e della temperatura media annuale (°C) sull'area del bacino.....	39
Figura 15. Andamento mensile delle variabili precipitazione (mm/mese) e temperatura (°C), mediate negli anni di studio.....	44
Figura 16. Andamento giornaliero delle variabili di precipitazione e temperatura lungo l'intero periodo di studio.	45
Figura 17. Schematizzazione dei dati e delle mappe nella formulazione per stimare l'erosione di suolo osservata nel decennio 2010-2019.	48
Figura 18. Mappa del fattore R annuale medio.....	50
Figura 19. Mappe del fattore C statico, la prima costruita sulla copertura di suolo del 2012, la seconda sulla copertura di suolo del 2018.....	54
Figura 20. Mappe del fattore C dinamico, la prima è la media delle mappe del fattore C su tutti i mesi estivi, la seconda è mediata sugli inverni.	57
Figura 21. Mappa del fattore K.....	59
Figura 22. Mappa del fattore LS.	61
Figura 23. Emissioni e concentrazioni di CO ₂ , della forzante radiativa antropogena e della variazione della temperatura media globale, per il XXI secolo secondo i diversi scenari (O'Neill et al., 2016).	66
Figura 24. Variazione percentuale della precipitazione media nei decenni futuri 2051-2060 e 2091-2100 rispetto alla precipitazione media nel periodo di controllo, secondo i diversi scenari climatici.	72

Figura 25. Variazione della temperatura media nei decenni futuri 2051-2060 e 2091-2100 secondo i diversi scenari climatici. La temperatura media nel periodo di controllo è rappresentata dalla linea nera in entrambi i grafici.	73
Figura 26. I primi due grafici mettono a confronto la portata mensile media osservata con quella simulata dal modello, nel periodo di calibrazione e in quello di validazione. Il terzo e il quarto grafico confrontano la portata annuale media osservata con quella simulata dal modello.....	77
Figura 27. Si graficano i punti che hanno come ascissa la portata annuale media osservata e come ordinata la portata annuale media simulata dal modello. Maggiore è la vicinanza dei punti alla bisettrice I-III quadrante, maggiore è la corrispondenza tra portata osservata e portata simulata..	78
Figura 28. In verde il sotto bacino relativo alla sezione di chiusura in corrispondenza della stazione di Chiavenna.	79
Figura 29. Formulazioni e rappresentazioni dei modelli NTU-SST. Nell'ultimo grafico sono rappresentati anche i punti sperimentali utilizzati per la calibrazione.	80
Figura 30. Trasporto solido [t month ⁻¹] secondo le diverse formulazioni di letteratura e da calibrazione.....	81
Figura 31. Mappa di erosione annua mediata sul decennio di controllo 2010-2019.	84
Figura 32. Il grafico riporta il valore di erosione media [t ha ⁻¹ yr ⁻¹] stimata per ogni anno di studio.	84
Figura 33. Grafico a torta che mostra la percentuale di area del bacino interessata da un certo grado di erosione.	85
Figura 34. Mappe di erosione media stagionale, la prima mostra l'erosione media estiva, la seconda quella invernale.....	86
Figura 35. Grafico a barre che mette a confronto l'erosione media estiva ed invernale per ogni anno del decennio di studio.....	87

Figura 36. Grafico a barre che mette a confronto l'erosione media annua per le tre classi di elevazione: zona a bassa elevazione (altitudine ≤ 1600 m s.l.m.), zona a media elevazione (altitudine compresa tra 1600 e 2200 m s.l.m.) e zona ad alta elevazione (altitudine ≥ 2200 m s.l.m.).	88
Figura 37. Grafici a barre che mostrano l'erosione media annua secondo ogni classe di elevazione secondo cui è stato suddiviso il bacino.....	89
Figura 38. Confronto tra le percentuali di copertura di suolo presente sul bacino (con zone agricole si intende l'aggregazione delle classi seminativi, colture permanenti e zone agricole) e le percentuali di erosione di suolo stimate per le rispettive classi di copertura rispetto all'erosione totale media annuale.....	91
Figura 39. Confronto tra le percentuali di erosione media estiva e invernale secondo le classi di copertura di suolo presenti sul bacino.....	91
Figura 40. Mappa di erosione di suolo europea realizzata nel 2015 secondo il modello RUSLE2015 (Panagos, Borrelli, Poesen, et al., 2015) ritagliata sulla parte italiana del bacino del fiume Mera. ...	92
Figura 41. Confronto tra la percentuale di superficie del bacino interessata da un certo grado di erosione nel modello RUSLE2015 e D-RUSLE, secondo le 5 classi definite precedentemente.....	93
Figura 42. Grafico a barre dell'andamento del fattore R [$\text{MJ mm}^{-1}\text{h}^{-1}\text{ha}^{-1}\text{yr}^{-1}$] aggregato a scala annuale nel periodo di controllo, si distingue il contributo estivo e da quello invernale.....	94
Figura 43. Grafici a barre dell'andamento annuale del fattore R [$\text{MJ mm}^{-1}\text{h}^{-1}\text{ha}^{-1}\text{yr}^{-1}$] secondo le diverse fasce di elevazione in cui è suddiviso il bacino, si distingue il contributo estivo e da quello invernale.	95
Figura 44. Grafico a barre dell'andamento del fattore C [-] aggregato a scala annuale nel periodo di controllo, si distingue il contributo estivo e da quello invernale.....	96
Figura 45. Grafici a barre dell'andamento annuale del fattore C [-] secondo le diverse fasce di elevazione in cui è suddiviso il bacino, si distingue il contributo estivo e da quello invernale.....	97

Figura 46. Confronto tra il valore medio del fattore C [-] in stagione estiva e invernale secondo le classi di copertura di suolo presenti sul bacino.....	98
Figura 47. I grafici si riferiscono al caso 1 (il fattore di copertura di suolo è univoco, fattore C statico 2018), si riporta l'erosione potenziale per ogni anno dei due decenni futuri analizzati (2051-2060, 2091-2100).	100
Figura 48. I grafici si riferiscono al caso 2 (il fattore di copertura di suolo è duplice, sono i due valori medi stagionali del fattore C del decennio di studio passato), si riporta l'erosione potenziale per ogni anno dei due decenni futuri analizzati (2051-2060, 2091-2100).....	101
Figura 49. Grafico a barre che mette a confronto il valore medio di erosione simulato per i due decenni nei due casi analizzati.	102
Figura 50. Andamento dei valori di erosione annua [t ha ⁻¹ yr ⁻¹] mediata sui due decenni analizzati 2051-2060 e 2091-2100 per tutti gli scenari e per ogni modello climatico. La linea nera riporta il valore dell'erosione media nel decennio 2010-2019.....	103
Figura 51. Valori di erosione media [t ha ⁻¹ yr ⁻¹] per i decenni 2051-2060 e 2091-2100, si distingue il contributo estivo e quello invernale dell'erosione annuale. Il primo grafico si riferisce al caso simulato con C statico, il secondo a C stagionale.....	104
Figura 52. Andamento dell'erosione media stagionale [t ha ⁻¹ (6 months) ⁻¹] per entrambi i casi simulati (utilizzando C statico e C stagionale) riportati sullo stesso grafico. La linea grigia rappresenta la media estiva dell'erosione nel decennio 2010-2019, la linea nera quella invernale.	105
Figura 53. Stima potenziale di erosione media annua nei decenni 2051-2060 e 2091-2100 nei diversi scenari di cambiamento climatico: SSP2.6, SSP4.5, SSP7.0 e SSP8.5.....	109

Indice delle tabelle

Tabella 1. Denominazione delle stazioni meteo utilizzate per lo studio, gli anni dei dati disponibili per ogni stazione, l'elevazione a cui si trova ogni stazione.	16
Tabella 2. Gerarchizzazione delle classi di copertura di suolo utilizzata nel fondere la mappa CLC con la mappa DUSAF per ricoprire l'intera area del bacino del fiume Mera.	23
Tabella 3. Date di acquisizione delle 14 immagini dal satellite Landsat-8 OLI.	30
Tabella 4. Valori del fattore C assegnati ad ogni classe di copertura di suolo (Gianinetto et al., 2018).	52
Tabella 5. Intervalli dei valori che può assumere il fattore C per ogni classe di copertura di suolo (Panagos, Borrelli, Meusburger, et al., 2015).	55
Tabella 6. Valori del fattore K per le diverse classi di tessitura e in funzione del contenuto di carbonio organico totale (TOC) nel suolo (Fantappiè et al., 2015).	58
Tabella 7. Per ogni anno di calibrazione e validazione si riporta la portata osservata Q_{oss} e la portata simulata dal modello Q_{mod} , è stato calcolato l'errore percentuale annuale e mediato sugli anni di calibrazione e validazione, l'NSE a scala mensile e giornaliera.	75
Tabella 8. Trasporto solido cumulato mensile medio [$t\ month^{-1}$], con letteratura si intende la media tra i valori trovati con la formulazione lineare e quelli dalla formulazione esponenziale.	81
Tabella 9. Erosione mensile media del sotto bacino considerato, nel caso 1 si sono considerati tutti i mesi dell'anno nella media, nel caso 2 si è effettuata la media dei valori di erosione mensili da luglio a gennaio.	82
Tabella 10. Corrispondenza tra le classi di erosione e l'intervallo di valori di perdita di suolo [$t\ ha^{-1}yr^{-1}$].	85

Tabella 11. Ad ogni classe di copertura di suolo del terzo livello della classificazione CLC presente sul bacino ed interessata dall'erosione di suolo, viene associata la percentuale di suolo del bacino occupata dalla classe stessa. 89

Tabella degli acronimi

AOGCM	Atmosphere-Ocean General Circulation Model
ARs	Assessment Reports
ARPA	Agenzia Regionale per la Protezione Ambientale
CESM	Community Earth System Model
CLC	Corine Land Cover
CN	Curve Number
DEM	Digital Elevation Model
D-RUSLE	Dynamic Revised Universal Soil Loss Equation
DUSAF	Destinazione d'Uso dei Suoli Agricoli e Forestali
EC-Earth	European Community Earth-System Model
ERSAF	Ente Regionale per i Servizi all'Agricoltura e alle Foreste
ESDAC	European Soil DATA Centre
IPCC	Intergovernmental Panel on Climate Change
ISPRA	Istituto Superiore per la Protezione dell'Ambiente
LUCAS	Land Use and Cover Area frame Statistical survey
NDVI	Normalized Difference Vegetation Index
NIR	Near Infra-Red
RCM	Regional Climate Models
RCPs	Representative Concentration Pathways
RUSLE	Revised Universal Soil Loss Equation
SCS	Servizio di Conservazione del Suolo
SSPs	Shared Socio-Economic Pathways
SSRC	Stochastic Space Random Cascade
SWE	Snow Water Equivalent
TOC	Total Organic Carbon
USDA	United States Department of Agriculture
USLE	Universal Soil Loss Equation

Sintesi

L'erosione di suolo è considerata come uno dei maggiori rischi idrogeologici che colpiscono i territori europei. Il suolo è una risorsa naturale non rinnovabile, infatti il suo rateo annuo medio di formazione è minore della perdita di suolo che viene registrata ogni anno. Le attività antropiche e il cambiamento climatico stanno ulteriormente accelerando il fenomeno della perdita di suolo. Anche per questo motivo, capire l'andamento spaziale e temporale dell'erosione di suolo sul territorio risulta di fondamentale importanza per dare supporto alle decisioni politiche e alla pianificazione delle strategie di gestione del suolo che riducano la perdita dello stesso.

Il bacino oggetto di studio si estende per la maggior parte sul territorio italiano in provincia di Sondrio e in piccola parte sul territorio svizzero nel Canton Grigioni, dalla confluenza del torrente Liro e del fiume Mera in Val Bregaglia si forma la Valchiavenna. Tramite il progetto GE.RI.KO. MERA, in cui si inserisce questo lavoro di tesi, si vuole realizzare una strategia comune di gestione del fiume Mera che coinvolga allo stesso modo autorità italiane e svizzere, affinché si limitino i potenziali conflitti d'uso della risorsa idrica e venga minimizzato il rischio di danneggiamento per il territorio e i suoi abitanti.

In questo lavoro di tesi è stato utilizzato il modello Dynamic Revised Universal Soil Loss Equation (D-RUSLE), una versione modificata dal Politecnico di Milano del noto modello RUSLE, per stimare l'erosione di suolo del bacino alpino transfrontaliero del fiume Mera. In particolare, il modello RUSLE viene modificato per essere più attendibile nell'analisi dell'erosione di suolo sul territorio alpino, che presenta caratteristiche morfologiche e climatiche particolari. Le modifiche al modello riguardano il fattore di erosività della pioggia, tenendo in considerazione l'effetto non erosivo della precipitazione nevosa e l'effetto protettivo della copertura nivale al suolo, e le variazioni della copertura di suolo valutate tramite l'introduzione delle immagini satellitari.

L'obiettivo del lavoro è ottenere una stima del potenziale erosivo del bacino oggetto di studio, inizialmente basandosi sullo studio dei dati del decennio passato, successivamente

proiettando i dati sugli scenari climatici futuri fino alla fine del secolo. È stato possibile ottenere una stima della variazione spaziale e temporale del potenziale erosivo del bacino nei decenni futuri, che tenendo in considerazione le variazioni stagionali di precipitazione nevosa e di copertura di suolo, hanno portato a dei risultati abbastanza accurati che possono essere di supporto alle autorità responsabili delle attività decisionali che mirano a ridurre il fenomeno erosivo del territorio.

Abstract

Soil erosion is considered as one of the major hydrogeological risks affecting European territories. Soil is a non-renewable natural resource, in fact its average annual rate of formation is less than the soil loss recorded every year. Anthropogenic activities and climate change are further accelerating the phenomenon of soil loss. For this reason, understanding the spatial and temporal pattern of soil erosion over the territory is of fundamental importance to support policy decisions and planning of soil management strategies aimed at reducing soil loss.

The basin under study extends for the majority on the Italian land in the province of Sondrio and in small part on the Swiss land in the Canton of Grigioni, it is from the confluence of Liro stream and Mera river from Val Bregaglia that Valchiavenna is created. Thanks to the project GE.RI.KO. MERA, in which this thesis work is integrated, a common strategy for the management of the Mera river is to be realized, involving both Italian and Swiss authorities, in order to limit potential conflicts of the water resource use and to minimize the risk of damage to the territory and its inhabitants.

In this work the Dynamic Revised Universal Soil Loss Equation (D-RUSLE) model, a modified version by Politecnico di Milano of the well-known RUSLE model, has been used to estimate soil erosion in the transboundary alpine basin of Mera river. In particular, the RUSLE model is modified in order to be more reliable in the analysis of soil erosion on the Alpine territory, which presents particular morphological and climatic characteristics. The modifications to the model concern rainfall erosivity factor, taking into account the non-erosive effect of snowfall and the protective effect of the snow cover, and land cover variations evaluated by introducing satellite images.

The objective of the work is to obtain an estimation of the erosion potential of the basin under study, initially based on the study of data from the past decade, then projecting the data on future climate scenarios until the end of the century. It was possible to obtain an estimation of the spatial and temporal variation of the basin erosion potential in the future decades, which taking into account the seasonal variations of snowfall and land cover, led to reasonably

accurate results that can be of support to the authorities responsible for decision-making activities aimed at reducing the erosion phenomenon of the territory.

1. Introduzione

1.1 Progetto GE.RI.KO. MERA

Questo lavoro di tesi si inserisce nel progetto per la Gestione delle Risorse Idriche Ed Ambienti Acquatici In Comune – Il Bacino Del Fiume MERA, denominato GE.RI.KO. MERA. Il progetto nasce dalla necessità di gestire con azioni coordinate un fiume patrimonio collettivo, che coinvolga allo stesso modo autorità italiane e svizzere. La consapevolezza dell'esigenza di una gestione comune del fiume Mera è emersa in particolar modo a seguito degli eventi disastrosi che hanno coinvolto il corpo idrico, come i recenti eventi franosi in Val Bondasca ad agosto del 2017.

L'obiettivo del progetto è di realizzare attività condivise a sostegno di una strategia comune tra Italia e Svizzera, per migliorare la gestione delle risorse idriche comuni ora resa difficile da regole e modalità operative differenti tra i due stati e mancanza di comunicazione. Un impatto positivo del progetto significa limitare i potenziali conflitti d'uso della risorsa idrica condivisa e minimizzare il rischio di danneggiamento per il territorio e i suoi abitanti.

Il progetto GE.RI.KO. MERA si inserisce tra i progetti di cooperazione finanziati dal fondo europeo Interreg, in particolare fa parte del Programma Interreg V-A Italia-Svizzera 2014-2020 e contribuisce agli obiettivi della Strategia Europea 2020 e della Nuova Politica Regionale svizzera. I programmi Interreg sono stati lanciati dall'Unione Europea con l'obiettivo di realizzare progetti transfrontalieri concreti per lo sviluppo economico, sociale e territoriale delle regioni di confine. La strategia del programma Interreg V-A Italia-Svizzera si compone di cinque assi che rispecchiano gli ambiti di intervento da parte dei due versanti della frontiera:

- Asse 1: Competitività delle imprese
- Asse 2: Valorizzazione del patrimonio naturale e culturale
- Asse 3: Mobilità integrata e sostenibile
- Asse 4: Servizi per l'integrazione delle comunità
- Asse 5: Rafforzamento della governance transfrontaliera

Il progetto GE.RI.KO. MERA fa parte del secondo asse, secondo cui la valorizzazione del patrimonio naturale e culturale significa migliorare la gestione integrata e sostenibile della risorsa idrica e accrescere l'attrattività dell'area promuovendo l'uso sostenibile delle risorse naturali e culturali. Il secondo asse finanzia, tra le altre attività, l'elaborazione di modelli sperimentali e progetti pilota, programmi e strategie comuni per la gestione integrata e sostenibile, il ripristino della continuità morfologica e della funzionalità ecosistemica dei corsi d'acqua. Oltre a finanziare l'elaborazione di strategie e strumenti per ridurre gli impatti connessi al cambiamento climatico sulle risorse naturali e culturali e di conseguenza adattare le politiche di sviluppo territoriale. L'obiettivo specifico del progetto è l'aumento delle strategie comuni per la gestione sostenibile della risorsa idrica con conseguente riduzione degli effetti negativi connessi alla frammentazione delle competenze delle acque nell'area.

1.2 Obiettivo del lavoro

Questo lavoro nasce con l'obiettivo di studiare il potenziale erosivo del fiume Mera a scala di bacino, tramite una metodologia comune tra Italia e Svizzera. Il tema dell'erosione potenziale del suolo viene affrontato tramite l'applicazione di un modello di tipo RUSLE (M Aiello et al., 2018), ma rivisitato in modo tale che tenga conto della dinamica della copertura nivale e della copertura di suolo del bacino. In questo modo è possibile evidenziare le aree del bacino maggiormente interessate da potenziali fenomeni erosivi, nel caso particolare di un bacino alpino. Il modello per l'erosione potenziale è alimentato con dati provenienti dalle stazioni meteorologiche distribuite sull'area del bacino, nello specifico sono le variabili di precipitazione totale e temperatura. I dati raccolti dalle stazioni meteo sono in primo luogo processati tramite la simulazione del modello idrologico sul bacino. Successivamente viene calcolata la perdita di terreno su scala temporale oraria, poi aggregata a scala mensile e quindi stagionale, per ottenere infine mappe di erosione potenziale su base annua.

Infine, si studia l'impatto che può avere il cambiamento climatico sul fenomeno dell'erosione del suolo, infatti gli scenari futuri sono caratterizzati dall'aumento della temperatura e della frequenza dei fenomeni di precipitazione intensa, che suggeriscono come la degradazione del suolo continuerà (IPCC, 2013). Infatti, l'aumento delle temperature favorisce la

desertificazione, incrementando la superficie esposta all'erosione, mentre l'intensificazione delle precipitazioni aumenta la capacità erosiva della pioggia. Per questo motivo viene stimata la perdita potenziale di suolo nel XXI secolo applicando il modello di erosione alle proiezioni future dei dati meteo secondo gli scenari climatici.

L'obiettivo della modellazione dell'erosione di suolo è quello di definire opportune misure conservative che riescano a ridurre al minimo il rischio di eccessiva perdita di suolo e formazione di sedimento. Per individuare i criteri utilizzabili nella pratica per la conservazione del suolo gioca un ruolo fondamentale la costruzione di modelli interpretativi del fenomeno erosivo. Tramite la modellazione dell'erosione di suolo potenziale è possibile valutare e mappare il rischio di erosione sull'area del bacino del fiume Mera, passaggio fondamentale per poter pianificare gli interventi di protezione del suolo. Tramite la mappatura dell'erosione basata sui dati degli anni passati è possibile individuare le zone soggette a grado di rischio più elevato, all'interno dell'area in esame.

L'erosione di suolo è la prima causa di degradazione del suolo, risorsa che si considera non rinnovabile a causa dei tempi lunghissimi che richiede per la propria formazione. Il suolo si forma dalla disgregazione della roccia madre e dipende dalle condizioni climatiche e dalla presenza di vita animale e vegetale nel terreno.

Nei climi umido temperati, tipici dell'area alpina, l'erosione dovuta alla precipitazione è il fenomeno più comune. L'erosione idrica è definita come la perdita di suolo a causa delle gocce di pioggia che raggiungendo il suolo distaccano le particelle di terreno, queste vengono successivamente trasportate dallo scorrimento dell'acqua superficiale e vanno a creare i sedimenti negli alvei. Quindi la causa dell'erosione da precipitazione è duplice: l'azione morfologica della pioggia (azione erosiva diretta delle gocce sul suolo) e l'azione morfologica delle acque di dilavamento (movimento dell'acqua lungo le linee di massima pendenza). Per questo motivo sono le piogge intense e violente ad esercitare l'azione erosiva maggiore, a cui si aggiungono piogge di lunga durata in quanto una volta che il suolo è saturo si sviluppa il dilavamento (Desio, 1952).

In realtà l'erosione del suolo non dipende solo dall'intensità e dalla durata della pioggia ma anche dalla natura e dalla struttura del suolo, dalla topografia, dalla presenza o meno di vegetazione e in generale dal tipo di copertura del suolo.

Le principali conseguenze dell'erosione di suolo sono la perdita di fertilità da parte del terreno e trasporto solido dei fiumi, che significano minor capacità produttiva del suolo, peggioramento della qualità dell'acqua, impatto sui servizi ecosistemici, incremento del rischio idrogeologico e aumento di depositi solidi nei bacini di accumulo.

La perdita di fertilità è conseguenza della riduzione locale dello spessore del terreno coltivabile, che contiene sostanze organiche, acqua, sali minerali e particelle più fini, e può portare alla desertificazione del suolo con il passare del tempo. Il trasporto solido dei fiumi significa lo spostamento a valle del materiale eroso che riduce la capacità di portata dei corpi idrici, aumentando i rischi di inondazione, e riduce l'efficienza dei serbatoi, provocando disservizi. La qualità dell'acqua tende a peggiorare a causa della concentrazione delle sostanze chimiche presenti nel materiale eroso, sostanze che provengono per lo più dall'utilizzo di fertilizzanti nelle pratiche agricole. Inoltre, l'erosione superficiale accelerata e incontrollata può portare all'innescarsi di fenomeni franosi sui pendii ripidi, accelerando ulteriormente il fenomeno erosivo e amplificando l'estensione dell'evento (APAT, 2006).

Nel caso specifico del bacino del fiume Mera, l'aumento del trasporto solido nella rete idrografica si riflette in condizioni favorevoli per la sedimentazione nei bacini di accumulo degli impianti idroelettrici, causando inevitabilmente malfunzionamenti all'attività dell'impianto stesso. Si sta parlando del trasporto solido per dilavamento, questo rappresenta la porzione più fine del trasporto in sospensione, secondo il quale le particelle vengono sollevate dal fondo e vengono tenute in sospensione dalla turbolenza della corrente. Il trasporto per dilavamento ha origine dai versanti delle montagne sovrastanti la rete idrografica durante eventi di precipitazione e si muove direttamente fino alle zone di sedimentazione (ISPRA, 2014).

Analizzando più nel dettaglio, i danni interni causati dall'erosione per precipitazione sono:

- Perdita di sostanza organica
- Degradamento della struttura del suolo
- Compattazione della superficie del suolo
- Ridotta infiltrazione idrica e ridotto apporto alla falda
- Perdita di suolo
- Rimozione dei nutrienti
- Aumento della frazione grossolana
- Formazione di ruscelli e canali

I danni esterni causati dall'erosione per precipitazione sono:

- Inquinamento delle acque con i sedimenti dovuti al trasporto di particelle del suolo
- Eutrofizzazione delle acque a seguito dei nutrienti persi dal terreno
- Inondazioni
- Interramento di infrastrutture
- Ostruzione reti fognarie
- Modifiche della forma dei corsi d'acqua (Joint Research Centre, 2009).

1.3 Strategia europea per la protezione del suolo

Il suolo è soggetto ad una serie di processi degradativi tra cui l'erosione, la perdita di sostanza organica, l'inquinamento, l'impermeabilizzazione, la compattazione, la perdita di biodiversità, la salinizzazione, frane e dissesti idrogeologici. La degradazione di suolo è un serio problema in Europa, per questo motivo la Commissione Europea con il Sesto Programma di Azione Ambientale il 22 luglio 2002 (Parlamento europeo, 2002) ha richiesto di sviluppare la "Thematic Strategy for Soil Protection". Nel documento la Commissione Europea identifica i fenomeni erosivi come uno dei problemi maggiormente rilevanti dell'Unione Europea e nella regione alpina che presenta tassi di perdita di suolo più elevati.

La degradazione del suolo è un fenomeno naturale che viene inasprito dall'attività umana: cattive pratiche agricole e forestali, attività industriali, turismo, lavori di costruzione. Si stima che il 12% dell'intero territorio europeo sia soggetto ad erosione da precipitazione, che

corrisponde a 115 milioni di ettari di suolo. Sicuramente i cambiamenti climatici, presi in considerazione come espressione dell'aumento delle temperature e della frequenza di eventi meteorologici estremi, non fanno che peggiorare le condizioni del suolo a causa del rischio crescente di erosione, di frana, di declino della materia organica.

Una delle maggiori mancanze è l'assenza di un piano e quindi l'attuazione di politiche ambientali da parti dei singoli stati che regolino l'utilizzo sostenibile e consapevole del suolo. Proprio a questo proposito nasce la strategia europea per la protezione del suolo, considerando le varie funzioni del suolo, i processi degradativi a cui è sottoposto e senza tralasciare gli aspetti socio-economici. I principali obiettivi della strategia sono: prevenire ulteriore degradazione del suolo e preservare le sue funzioni, e ripristinare i suoli degradati ad un livello di funzionalità almeno coerente con l'uso corrente. In particolare la Commissione Europea incoraggia gli Stati Membri ad identificare le aree a rischio tramite schemi di monitoraggio, a cui seguiranno misure diverse in base alla severità dei processi degradativi, alle condizioni locali e a considerazioni di tipo socio-economico (European Commission, 2006).

1.4 Inquadramento bacino

Il bacino del fiume Mera ha una superficie di 574 km² di cui circa l'ottanta per cento ricadono in territorio italiano in provincia di Sondrio, mentre i restanti ricadono in territorio svizzero, in particolare nel Canton Grigioni.

Il fiume Mera nasce in Svizzera a 2310 m s.l.m., sui monti del Majola presso il Passo delle Sette Vie, scorre i primi chilometri nell'alta Val Bregaglia in Svizzera ed entra in territorio italiano presso Castasegna. Presso Villa di Chiavenna, in Val Bregaglia, il corso d'acqua alimenta un primo impianto idroelettrico colmando il lago artificiale presso il centro abitato. Infatti, il fiume Mera e il suo principale affluente, il torrente Liro, alimentano molteplici impianti idroelettrici presenti nell'area. Il torrente Liro nasce in Italia a 2150 m s.l.m., sul monte Suretta presso il Passo dello Spluga e alimenta varie centrali idroelettriche lungo la valle: Isolato, Madesimo, Prestone, San Bernardo e Mese. Inoltre, è presente l'impianto di Gordona, che raccoglie le acque del torrente Liro e del fiume Mera e si trova subito a valle della loro

confluenza. Nella parte superiore del bacino i due corsi d'acqua hanno carattere torrentizio, dopo la confluenza del torrente Liro nel fiume Mera, il fiume assume l'aspetto fluviale con andamento rettilineo, e negli ultimi chilometri è arginato artificialmente. Infine il fiume si immette nel lago di Mezzola a 199 m s.l.m. di quota.

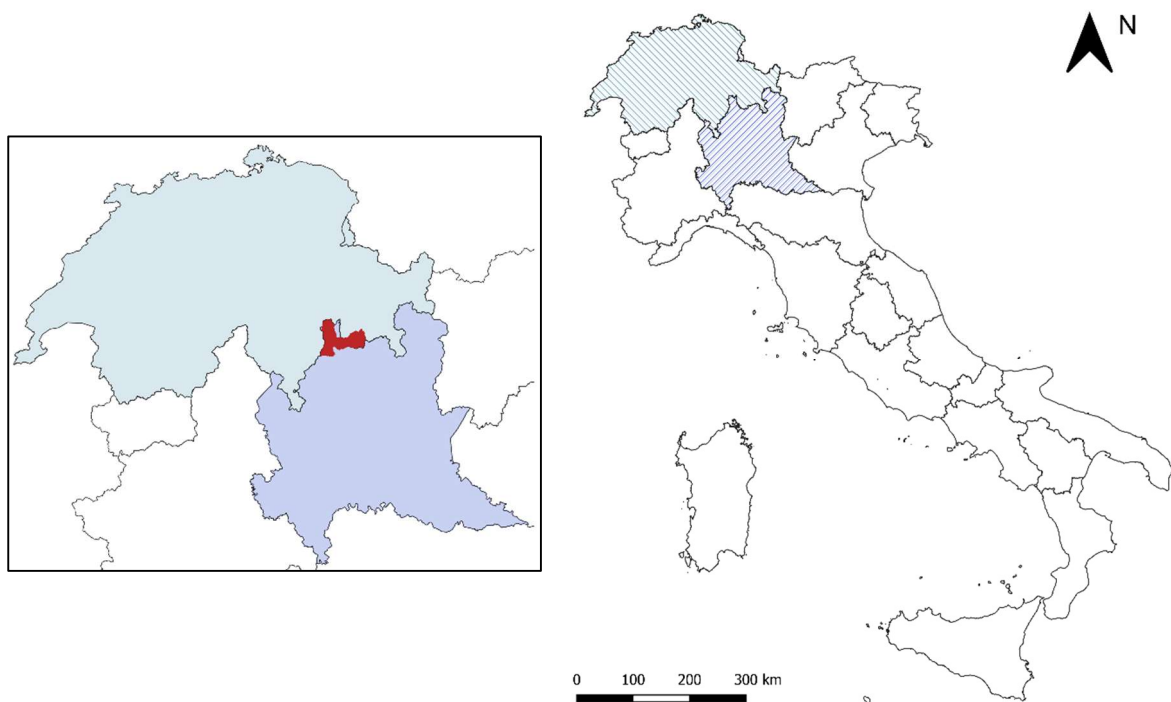


Figura 1. Localizzazione dell'area di studio, in rosso la collocazione del bacino nella zona di confine tra Lombardia e Svizzera.

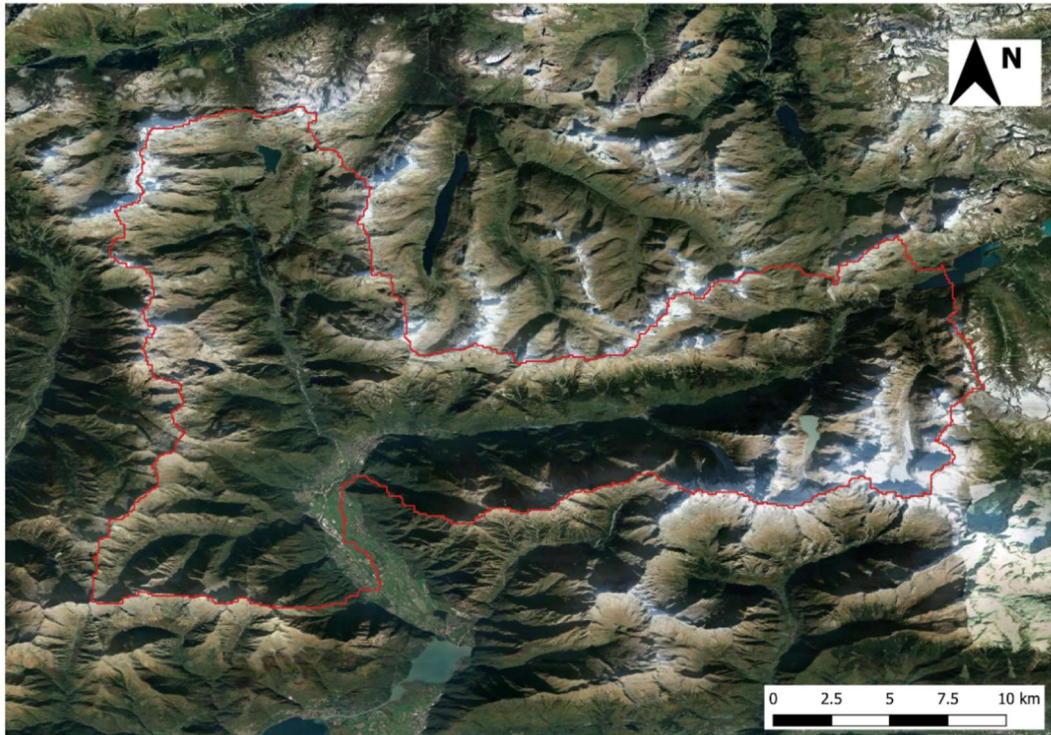


Figura 2. Mappa satellitare del bacino imbrifero del fiume Mera, il confine del bacino in rosso.

La Valchiavenna prende forma dalla confluenza di due valli considerevoli, poste entrambe lungo le discontinuità del substrato roccioso di origine tettonica della zona. La prima valle è quella dove scorre il Torrente Liro, orientata da nord-nordovest a sud-sudest, la seconda è dove scorre il Fiume Mera, costituisce la Val Bregaglia e si snoda da nordest a sudovest. L'orientazione della Valchiavenna è legata alla struttura ed alla complessa evoluzione tettonica del substrato roccioso, che è stato inciso dall'azione erosiva degli agenti esogeni, dai torrenti, dai fiumi e dai ghiacciai. Gli eventi geologici più recenti hanno colmato di materiale detritico gli ampi fondovalle della Valchiavenna, che un tempo si situavano ben al di sotto del livello del mare e che oggi si ritrovano a quote comprese tra i 200 e i 300 m s.l.m. (ARPA Lombardia, 2004).

Il clima dell'area in esame è quello tipico di un territorio alpino, con ovvie disuniformità a causa dell'elevato dislivello ricoperto dal bacino. Quindi si hanno temperature abbastanza rigide in inverno, per lo più nella zona ad elevazione maggiore, e piovosità media nella parte alta del bacino che diventa più accentuata nella bassa valle. La temperatura mensile media va

da sotto lo zero tra dicembre e febbraio ai 15 gradi nei mesi estivi più caldi. Le precipitazioni cumulate sono misurate sui 70 mm/mese nei mesi invernali, che corrispondono per lo più a precipitazioni nevose, e raggiungono i 200 mm/mese in estate.

Le condizioni climatiche e le differenze di quota hanno influito sullo sviluppo della vegetazione, il paesaggio è dominato fino ai 600-700 metri da boschi di latifoglie e fino ai 1000 metri anche dal castagno. A quote più elevate inizia la presenza delle conifere che diventano predominanti a 1400 metri e compaiono fino ad oltre i 2000 m. Sui fondovalle e sui versanti meno acclivi l'antropizzazione ha influito sulla vegetazione con disboscamenti per ottenere prati e colture, e alcuni terrazzamenti.

La zona presenta una diffusa antropizzazione nei fondovalle, mentre i ripidi pendii non permettono lo sviluppo di un'attività agricola intensa. Nell'area di Chiavenna si trova qualche ettaro di terrazzamento per la crescita dei vigneti e in generale, nelle vicinanze dei centri abitati, ci sono aree adibite all'agricoltura. Per la maggior parte il territorio è costituito da accumuli detritici e affioramenti litoidi privi di vegetazione nelle zone ad alta elevazione, da boschi di conifere e latifoglie e da aree a vegetazione rada nelle zone ad elevazione minore. I suoli sono prevalentemente franco sabbiosi e talvolta franco sabbiosi argillosi, nella parte alta del bacino si fa predominante la componente franca a discapito di quella sabbiosa.

Come già accennato, una gestione efficace del bacino del fiume Mera è di particolare importanza se si pensa ai recenti fenomeni franosi che hanno interessato il territorio. In particolare, si fa riferimento agli eventi franosi che hanno colpito la Val Bondasca, una diramazione della Val Bregaglia in territorio svizzero, il 23 agosto 2017, quando dal Pizzo Cengalo si sono staccati 3.1 milioni di metri cubi di materiale roccioso (WSL, 2018). Le successive colate detritiche hanno causato il trasporto di circa 500.000 metri cubi di materiale, hanno riempito il bacino di contenimento in località Bondo nel comune di Bregaglia e hanno danneggiato numerosi edifici e infrastrutture. Il bacino di contenimento era stato creato a seguito della frana del 2011, per evitare esondazioni e ostruzioni sulle strade del cantone.

Catastrofi naturali come questa hanno un enorme impatto ambientale, economico e umano sul territorio. La frana della Val Bondasca ha peggiorato la qualità dell'acqua del fiume Mera, ha

originato danni materiali del valore di milioni di euro, ha causato delle vittime e ha creato non pochi disagi alla popolazione, in particolare quella transfrontaliera. Le conseguenze dell'evento franoso hanno interessato anche il territorio italiano della provincia di Sondrio, infatti il fiume Mera in Valchiavenna ha subito una devastazione totale dal punto di vista ambientale. All'evento franoso si sono aggiunti i depositi dell'invaso di Villa di Chiavenna le cui paratie sono state aperte proprio per far scorrere il materiale lungo il fiume. Sono stati compromessi la fauna ittica e tutto l'ecosistema del corso d'acqua, a causa delle elevate concentrazioni di materiale solido in alveo. Inoltre, l'accumulo di detriti ha interessato l'invaso di Villa di Chiavenna a monte, ed ha raggiunto il lago di Mezzola a valle.

A valle di eventi come questo sembra scontata la necessità che le autorità italiane e svizzere individuino azioni coordinate per gestire un fiume che è patrimonio collettivo.

1.5 Interventi di gestione del suolo

Il suolo è una risorsa preziosa e complessa, con molteplici funzioni vitali come la produzione di cibo e altre biomasse, lo stoccaggio, la filtrazione e la trasformazione di acqua e carbonio. Tra i processi degradativi del suolo ricordiamo la compattazione, la diminuzione di contenuto di carbonio organico, la riduzione della biodiversità, la contaminazione e l'erosione (idrica, eolica e meccanica). A causa di questi processi di degrado del suolo nasce la necessità di proteggere la qualità dei terreni. Fattori determinanti la degradazione del suolo sono le caratteristiche fisiche e chimiche del suolo e i fattori climatici, ai quali si aggiunge l'utilizzo e la gestione dei terreni da parte dell'uomo, a seconda del sistema di coltivazione adottato cambiano gli effetti che si possono avere sul degrado o sulla protezione del terreno.

Ci sono alcune strategie che sono state sviluppate con lo scopo di proteggere il suolo dall'azione prodotta dall'impatto delle gocce e dallo scorrimento superficiale. Queste misure conservative riguardano il distacco di materiale dal terreno così come il trasporto vero e proprio lungo il versante. Le misure protettive possono essere di diversa natura:

- Misure di tipo agronomico, vengono effettuate delle coltivazioni che abbiano una protezione diretta sul terreno, che aumentino l'infiltrazione e la detenzione superficiale;

- Misure di tipo gestionale del suolo, si cambia la composizione del suolo con i fertilizzanti e la struttura con particolari operazioni agricole che riducano lo scorrimento superficiale e quindi l'erosione;
- Misure di tipo meccanico, si realizzano interventi e sistemazioni sul terreno che riducano l'azione erosiva dell'acqua, come ad esempio il terrazzamento.

A tale proposito si riporta che pratiche di lavorazione del terreno come ripuntatura e coltura secondo curve di livello e sistemazioni agrarie come i terrazzamenti abbiano riscontrato un effetto positivo sulla protezione dall'erosione.

La ripuntatura è necessaria a ripristinare le caratteristiche del suolo che permettono la crescita delle radici e l'infiltrazione di acqua e nutrienti, dissodando gli strati del suolo compattati. Questa pratica contribuisce alla riduzione del ruscellamento superficiale che è strettamente collegata all'erosione idrica. Nella coltura secondo curve di livello invece le attività agricole sono svolte perpendicolarmente al flusso normale di scorrimento. Grazie a questa pratica si crea un accumulo di acqua sul piano orizzontale che rallenta la velocità di ruscellamento e favorisce l'infiltrazione dell'acqua nel terreno, per questo motivo c'è riduzione di perdita di suolo e di erosione idrica. Infine, i terrazzamenti sono costituiti da una serie di piattaforme piane sostenute da muri in pietra, lungo le curve di livello. Le terrazze nascono con l'obiettivo di riuscire a coltivare terreni in pendenza che di per sé ne impedirebbero la coltivazione, ma producono un effetto positivo sulla limitazione del ruscellamento e sull'aumento della capacità di infiltrazione del terreno. I terrazzamenti richiedono però un'elevata manutenzione, se dovessero essere abbandonati l'effetto positivo viene meno e anzi, il terreno risulta maggiormente pronò all'erosione.

Il terrazzamento dei versanti è strettamente collegato alla viticoltura di quest'area, anche se negli ultimi anni la Valchiavenna non è più dedicata in maniera rilevante alla produzione di vino come nella vicina Valtellina. Non a caso in Valtellina le terrazze agricole costituiscono un elemento fondamentale nel paesaggio agrario, in quanto si sviluppano su ampie porzioni dei versanti, al contrario in Valchiavenna i terrazzamenti prendono parte ad una piccola parte del paesaggio. Nel bacino del fiume Mera le terrazze agricole sono presenti in forma diffusa con

una estensione poco vasta, infatti la morfologia del territorio con versanti a tratti estremamente ripidi ne impedisce la realizzazione. I terrazzamenti presenti si trovano perlopiù nei pressi dei centri abitati e si fanno sempre più rari allontanandosi da questi. Un'area dove si trova un terrazzamento particolarmente esteso è quella della frazione di Pianazzola, sul versante destro idrografico della Val Bregaglia, dove è presente sul versante un'antica opera di terrazzamento mai abbandonata. In realtà il versante è costituito da una grande paleofrana, e con il tempo è stato costruito il complesso insieme di canali di drenaggio e terrazzamenti, sostenuti da muri a secco in pietra. Si sta parlando di coltivazioni di vite fino ai 700 m s.l.m. e castagni ad altitudini più elevate (Aldighieri et al., 2006).

1.6 Modellazione dell'erosione

Lo scopo di questo elaborato è stimare la perdita potenziale di suolo tramite un modello di erosione. La maggior parte delle conoscenze sulla modellazione del fenomeno dell'erosione derivano da un lavoro svolto negli anni 30 dal Servizio di Conservazione del Suolo (SCS) degli Stati Uniti, che furono costretti ad affrontare nel decennio precedente gravi problemi di erosione connessi all'utilizzo del terreno agricolo. Per questo motivo l'impostazione generale delle prime ricerche è mirata alla determinazione delle buone pratiche da utilizzare nell'agricoltura, comprendendo i fenomeni fisici che partecipano all'erosione e identificando i parametri in gioco, ma focalizzandosi sulle caratteristiche dei terreni agricoli. È da questi primi studi che nasce in laboratorio il modulo standard, un piano inclinato con pendenza costante del 9%, lungo 22.13 metri e largo 1.83 metri, un riferimento per le misurazioni dell'erosione che ritroviamo ancora oggi nella formula del modello.

In questo contesto nascono le prime relazioni empiriche, tra cui l'Equazione universale per l'erosione del suolo (Universal Soil Loss Equation) detta USLE che rappresenta la base su cui sono state costruite le formulazioni ad oggi più utilizzate (USDA, 1972). I modelli empirici si distinguono da quelli fisicamente basati in quanto consistono semplicemente in relazioni di natura statistica tra le grandezze fisiche che definiscono il fenomeno, senza entrare nel dettaglio della meccanica dell'erosione e nella sua modellazione matematica.

L'equazione universale per l'erosione del suolo (USLE) è la formulazione più utilizzata per chi si occupa di conservazione del suolo, la quantità di terreno erosa è ottenuta dal prodotto di sei fattori che concorrono al fenomeno dell'erosione (Alewell et al., 2019). I fattori sono l'erosività della pioggia R, l'erodibilità del suolo K, il fattore di lunghezza L, il fattore di pendenza S, il fattore di coltivazione C e il fattore di pratica colturale P. Come già detto questa equazione è di tipo empirico, si basa quindi su una serie di dati sperimentali dalle quali vengono estrapolate, su base statistica, delle relazioni valide tra le grandezze in gioco. Per questo motivo è chiaro che la formula, messa a punto per gli Stati Uniti, produce risultati attendibili solo per le aree interne al paese, in particolare per i terreni destinati all'agricoltura, dove sono state effettuate le misure sperimentali.

Il modello USLE è stato aggiornato alla versione Revised Universal Soil Loss Equation (RUSLE), che nei tempi recenti è stato il modello empirico maggiormente utilizzato (Renard et al., 1997). Il modello RUSLE, così come il predecessore, nasce per stimare l'erosione di suolo in ambienti pianeggianti e collinari, non sarebbe efficace applicarlo così come è per il territorio alpino, caratterizzato da pendenze rilevanti a cui corrispondono colate detritiche piuttosto che processi di erosione sheet e rill tipici dei territori di tipo agricolo.

Un ulteriore aggiornamento al modello è rappresentato dal Dynamic Revised Universal Soil Loss Equation (D-RUSLE). Questa metodologia di analisi più recente è stata sviluppata nell'ambito del progetto Hydrogeological modeling for Erosion Risk Assessment from Space (HERASE) finanziato da Fondazione Cariplo, per la valutare il fenomeno dell'erosione dei suoli nel bacino del fiume Oglio (Martina Aiello et al., 2018; Gianinetto et al., 2017). Si tratta di un'evoluzione del modello RUSLE che è in grado di tenere in considerazione la dinamica della copertura nivale e della copertura di suolo, infatti entrambi i fattori risultano essere di fondamentale importanza quando si parla di bacini alpini. La variazione stagionale della copertura di suolo e della neve svolge un ruolo indispensabile nella determinazione del tasso di erosione del suolo, e la loro riproduzione è possibile anche grazie all'utilizzo di immagini satellitari acquisite durante il periodo di studio.

2. Dati utilizzati

2.1 Precipitazione e temperatura

Per modellare l'erosione di suolo sul bacino del fiume Mera è stato innanzitutto necessario lo studio della modellazione idrologica del bacino, per la quale si è scelto di utilizzare un arco temporale di dieci anni. Si sono presi i 10 anni di studio che vanno dal 01/01/2010 al 31/12/2019 per riuscire a modellizzare il corpo idrico tramite una fase di calibrazione e validazione.

Il punto di partenza del lavoro è rappresentato dalla ricerca dei dati di temperatura e precipitazione, raccogliendo i dati messi a disposizione dalle stazioni meteorologiche. Infatti i dati di precipitazione (mm/h) e temperatura (°C) sono le informazioni che il modello utilizza per eseguire il bilancio idrologico.

Sono state considerate le stazioni meteorologiche che ricadono all'interno o in prossimità del bacino del fiume Mera e per le quali si dispone di dati orari di precipitazione e temperatura negli anni di studio. Per quanto riguarda l'area italiana del bacino si è attinto ai dati della Rete Meteorologica di ARPA Lombardia, che possiede un archivio di dati idro-nivo-meteorologici su tutta la regione. I dati delle stazioni meteorologiche che ricadono in territorio svizzero sono stati richiesti tramite il portale IDAWEB che permette di accedere all'archivio dati della rete di misurazione al suolo di MeteoSvizzera.

Entrambi gli enti forniscono informazioni sulle stazioni meteo, la posizione geografica (latitudine, longitudine e quota), la strumentazione utilizzata per le misurazioni, periodo temporale di misurazione della grandezza fisica.

I pluviometri a cui si è fatto riferimento sono pluviometri riscaldati, questi forniscono informazioni anche riguardo le precipitazioni nevose, infatti misurano l'equivalente in acqua di neve che si è accumulata e fusa al loro interno. Sarebbe sufficiente affiancare ai dati di precipitazione quelli di temperatura e in caso di temperature prossime allo zero o inferiori, considerare la precipitazione come nevosa.

Si riporta che, in particolare per alcune stazioni, ci sono delle criticità nei dati grezzi scaricati dai portali web. Infatti per alcuni periodi, anche piuttosto lunghi per la variabile precipitazione, si legge il valore -999 nella serie, a significare la mancanza del dato a causa di errori sistematici. Gli errori sistematici possono essere di diversa natura, potrebbe trattarsi del posizionamento errato dello strumento, al cambio di strumentazione, o alla deriva strumentale. Questo aspetto non diventa limitante nella modellazione idrologica finché per ogni ora sui dieci anni di studio vi è almeno un valore proveniente da una delle stazioni.

Per i dati di precipitazione si sono prese in considerazione otto stazioni meteorologiche, di cui sei si trovano all'interno del bacino, mentre due in prossimità di quest'ultimo: le stazioni di Samolaco e Colico.

Per le stazioni meteorologiche utilizzate nello studio sono specificate le coordinate geografiche (latitudine e longitudine) e la quota, entrambe necessarie all'implementazione del modello idrologico.

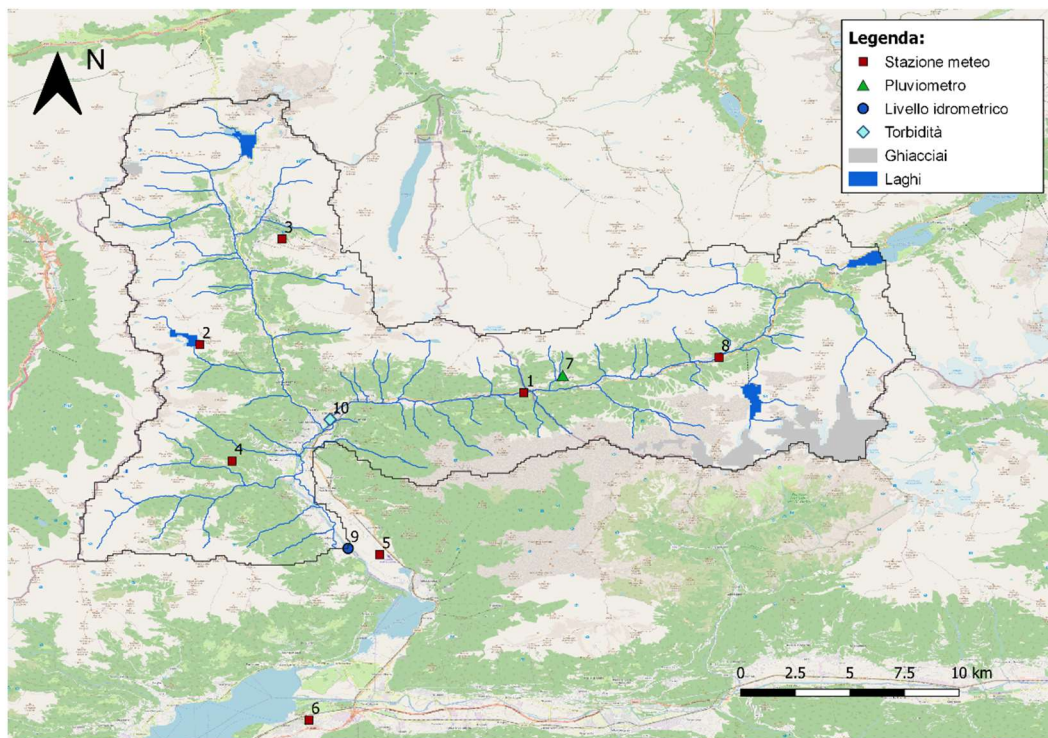


Figura 3. Localizzazione delle otto stazioni metereologiche sull'area del bacino. Si distingue la stazione di Soglio (numero 7) che predispose solo di pluviometro. Si riporta inoltre la stazione numero 9 di misurazione del livello idrometrico nei pressi di Samolaco e la numero 10 di misurazione della torbidità nei pressi di Chiavenna.

In particolare per il periodo 2010-2019 si è fatto riferimento alle seguenti stazioni meteorologiche:

Tabella 1. Denominazione delle stazioni meteo utilizzate per lo studio, gli anni dei dati disponibili per ogni stazione, l'elevazione a cui si trova ogni stazione.

Numero stazione	Stazione meteo	Stato	Anni di dati	Altitudine stazione (m s.l.m.)
1	Villa di Chiavenna	IT	2010-2019	665
2	San Giacomo Filippo	IT	2010-2019	2064
3	Campodolcino	IT	2013-2019	1880
4	Gordona	IT	2015-2019	1362
5	Samolaco	IT	2010-2019	206
6	Colico	IT	2010-2019	229
7	Soglio (solo precipitazione)	CH	2016-2019	1086
8	Vicosoprano	CH	2013-2019	1089

2.2 Digital Elevation Model (DEM)

I dati relativi alle variabili che sono alla base della modellazione idrologica per studiare il bilancio idrologico di un bacino alpino sono affiancati da informazioni geografiche e territoriali. Questo tipo di informazioni sono manipolate con i Sistemi Informativi Territoriali (SIT) per fornire al modello anche delle mappe territoriali.

Il modello digitale del terreno, Digital Elevation Model (DEM), è un file raster che ha come valore per ogni cella la quota media dell'area che rappresenta. La memorizzazione della geometria degli elementi del territorio in formato raster significa rappresentare i fenomeni continui discretizzati tramite una tassellazione su griglia regolare. Un DEM è la rappresentazione digitale dell'andamento altimetrico del territorio. Mappe di questo tipo sono fondamentali per ogni tipo di studio idrologico, si ricavano molte informazioni tra cui il reticolo del bacino, la pendenza delle celle e la loro esposizione.

In particolare, si è utilizzato un DEM proveniente dal portale della NASA, Agenzia governativa civile responsabile del programma spaziale e della ricerca aerospaziale degli Stati Uniti d'America. La mappa era disponibile ad una risoluzione 25 m x 25 m, questa è stata aggregata a 100 m x 100 m per un'analisi morfologica del territorio, dal quale si è ottenuta la pendenza, l'esposizione e l'area contribuente del bacino. Inoltre, per la modellazione idrologica la mappa è stata aggregata ancora, infatti l'elevato tempo computazionale del modello idrologico a scala oraria ha obbligato la scelta di una griglia di dimensione 500 m x 500 m.

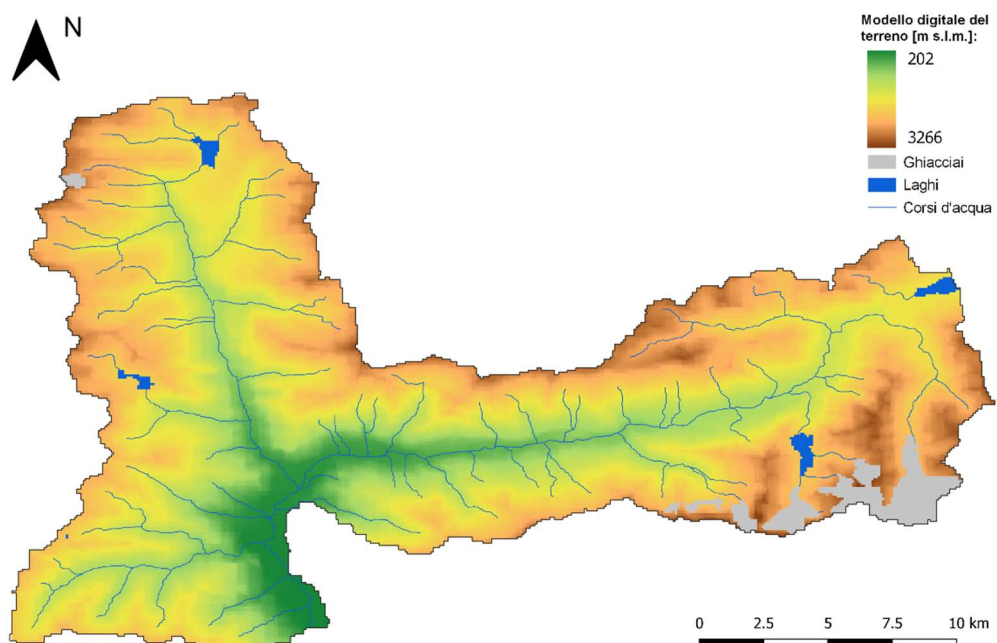


Figura 4. Mappa di elevazione del terreno (DEM) dell'area del bacino del fiume Mera. L'elevazione del bacino risulta essere compresa tra i 202 e 3266 m s.l.m.

2.3 Litologia

2.3.1 Contenuto di sostanza organica

Il contenuto organico nel suolo è di fondamentale importanza perché contribuisce alla biodiversità del suolo essendo serbatoio di nutrienti, porta alla fertilità, rafforza la struttura del suolo, assorbe l'acqua e favorendo l'infiltrazione riduce la suscettibilità all'erosione. La quantità di sostanza organica presente nel suolo è un indice della sua salute, una eventuale

scarsità ne provoca il degrado. La sostanza organica del suolo è costituita dagli organismi, viventi e in decomposizione, e la sua formazione è dovuta ai residui delle coltivazioni, ai concimi, ai compost e ad altri materiali organici. La sua diminuzione invece è dovuta a temperature elevate, a tessiture grossolane, a lavorazione del terreno, al drenaggio di aree umide, all'erosione. I territori alpini sono sottoposti anche alla minaccia della perdita di sostanza organica, indotta da usi non sostenibili del territorio, accelerata dai cambiamenti climatici. I suoli alpini sono generalmente poco sviluppati, per questo motivo sono gli orizzonti superficiali a stoccare la sostanza organica e l'acqua disponibile, il rischio della loro perdita per erosione o degradazione è un problema importante (Geitner, 2014).

La materia organica nel suolo è per la maggior parte costituita da carbonio organico, per questo motivo è stato fondamentale fare riferimento ad una mappa che rappresentasse la distribuzione del contenuto di carbonio organico nel bacino. Per conoscere il contenuto di carbonio organico nella zona italiana del bacino si è fatto riferimento al database Basi informative dei suoli della Lombardia, disponibile sul Geoportale della Regione. Il documento è redatto dall'Ente Regionale per i Servizi all'Agricoltura e alle Foreste (ERSAF) e raggruppa vari strati informativi tra cui la carta pedologica di tutta la regione a scala 1:250.000. La mappa descrive i principali caratteri funzionali del territorio e ritroviamo il contenuto di carbonio organico medio (Total Organic Carbon, TOC) nel primo metro di suolo.

Per la parte di bacino che ricade in territorio svizzero è stata utilizzata la mappa europea di carbonio organico nel suolo (TOC) messa a disposizione dal European Soil DATA Centre (ESDAC). La mappa a scala europea è in formato raster su griglia 1 km x 1 km, nasce per fornire alla politica una stima del carbonio organico presente nel primo strato del suolo per sviluppare strategie di protezione del suolo (Jones et al., 2005). Infatti per la Svizzera non è stato possibile reperire nessuna carta delle proprietà del suolo più dettagliata.

Per la costruzione della mappa del contenuto di carbonio organico nel suolo del bacino sono state fuse due mappe provenienti da fonti differenti. I dati messi a disposizione dall'ESDAC presentano valori sensibilmente più alti di quelli dell'ERSAF, questi ultimi li riteniamo più attendibili in quanto redatti a risoluzione spaziale maggiore. Per questo motivo, si è ritenuto

necessario correggere i dati del TOC della parte di bacino ricadente in territorio svizzero per renderli in linea con quelli del TOC della Lombardia. Si è utilizzata la seguente formulazione:

$$TOC_{corretto} = TOC_{dati\ ESDAC} * \frac{media\ TOC\ bacino\ lombardo}{media\ TOC\ bacino\ svizzero}$$

Si riporta la mappa che è stata ottenuta dall'unione delle due mappe di contenuto di carbonio organico nel suolo, a seguito della correzione.

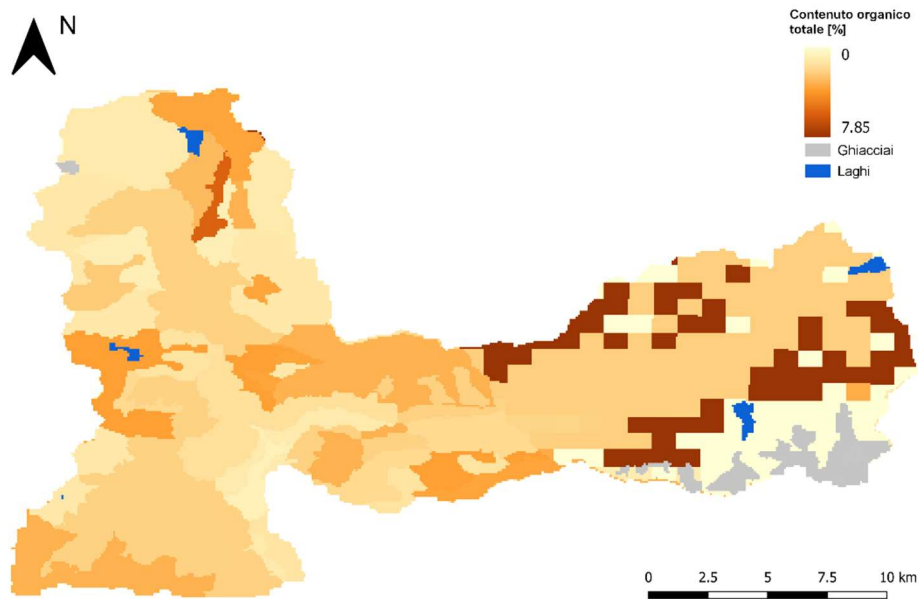


Figura 5. Mappa della percentuale di contenuto organico totale nel suolo nell'area del bacino, ottenuta dall'unione dalla mappa di ERSAF e di ESDAC.

2.3.2 Tessitura del suolo

La tessitura indica la distribuzione percentuale delle particelle di sabbia, limo e argilla che compongono la frazione inorganica del suolo. Dalla tessitura dipendono alcune importanti proprietà del suolo come la permeabilità all'aria e all'acqua, la lavorabilità, la capacità di immagazzinare l'acqua e la disponibilità di elementi nutritivi. La classificazione in base alla tessitura dei suoli prevede tre grandi gruppi (sabbiosi, argillosi e franchi) i quali vengono ulteriormente suddivisi in sottogruppi, che vanno a formare in totale 12 classi granulometriche. A seconda della classe di tessitura del suolo, cambiano le caratteristiche fisiche del terreno. Prevalenza di sabbia significa buona areazione e drenaggio in quanto le

particelle e i pori sono di elevato diametro, ma la capacità di trattenere l'acqua risulta scarsa, sono terreni facilmente erodibili. I terreni con predominanza di argilla sono costituiti da particelle di piccole dimensioni, l'aerazione e il drenaggio sono scarsi, il terreno risulta quasi impermeabile all'acqua, hanno una moderata tendenza ad essere erosi. Terreni limosi possiedono caratteristiche intermedie tra quelli sabbiosi e quelli argillosi ma sono facilmente erodibili dall'acqua. Quando il suolo è costituito da una percentuale equilibrata delle tre frazioni si parla di terreni franchi.

Le classi di tessitura per l'intero bacino sono state definite sulla base della mappa europea delle proprietà del suolo che deriva dal database LUCAS (Land Use and Cover Area frame Statistical survey) in quanto la carta pedologica della Regione Lombardia aveva una variabilità spaziale molto minore (Ballabio et al., 2016). L'indagine LUCAS è portata avanti da EUROSTAT ogni tre anni e mette a disposizione dati sui cambiamenti di uso e copertura del suolo in tutta l'Unione Europea, in questo modo vengono monitorate sfide socio-ambientali quali il consumo di suolo e la degradazione del suolo (Eurostat, 2017). La mappa europea delle proprietà fisiche del suolo contiene le informazioni sulle classi di tessitura USDA (United States Department of Agriculture) ad una risoluzione di 500 metri. Le classi di tessitura sono costruite sulla base della distribuzione dimensionale delle particelle espressa come percentuale di argilla (0–0.002 mm), limo (0.002–0.05 mm) e sabbia (0.05–0.2 mm). In particolare, le classi di tessitura sono individuate tramite il triangolo tessiturale a tre entrate dell'USDA:

2.4 Copertura del suolo

Conoscere l'uso del suolo è necessario per avere un quadro delle principali attività umane ed economiche che insistono sul territorio. Inoltre, dall'analisi dell'uso del suolo si può distinguere la parte di territorio urbanizzata da quella ricoperta da vegetazione da quella adibita ad uso agricolo, informazioni che possono essere ottenute a diverso dettaglio.

Per conoscere la copertura di suolo della parte di bacino che ricade in territorio svizzero, sono state utilizzate le mappe Corine Land Cover (CLC). Il database Corine Land Cover nasce a livello europeo nel 1990 a seguito della promozione del Programma COordination of Information on the Environment (CORINE). Il CLC ha lo scopo di monitorare la dinamica delle caratteristiche di copertura e uso del territorio, sulla base di informazioni territoriali omogenee sullo stato dell'ambiente dell'Unione Europea, aggiornate agli anni 2000, 2006, 2012, 2018. La produzione dei dati CLC è attualmente assicurata dal programma Copernicus sempre in ambito europeo, in particolare dall'area tematica Land Monitoring Service. Le mappe CLC sono realizzate seguendo una metodologia e una nomenclatura standard, al terzo livello gerarchico le classi sono 44 e l'unità minima cartografabile (MMU) per la copertura è 25 ettari.

Per la copertura del suolo della parte di bacino italiana, sono state considerate le mappe Destinazione d'Uso dei Suoli Agricoli e Forestali (DUSAF). La DUSAF è uno strumento di analisi e monitoraggio dell'uso del suolo omogeneo su tutto il territorio nazionale e condiviso tramite il Geoportale della Lombardia. La DUSAF è una banca dati geografica di dettaglio con scala informativa di 1:10.000 che è stata istituita nel 2000 ed è arrivata oggi alla sua sesta versione, essa rappresenta il territorio sulla base delle principali tipologie di copertura e di uso di suolo. Inoltre, le sei versioni sviluppate negli anni (2000, 2007, 2009, 2012, 2015, 2018) permettono la conoscenza delle dinamiche relative all'uso del suolo.

I primi tre livelli informativi della DUSAF sono confrontabili con i livelli principali del Corine Land Cover, il primo livello comprende le 5 maggiori categorie di copertura (aree antropizzate, aree agricole, territori boscati e ambienti seminaturali, aree umide, corpi idrici), progressivamente dettagliate al secondo e al terzo livello. Mentre solo per la DUSAF sono

disponibili due ulteriori livelli di ambito locale che rappresentano specificità del territorio lombardo, come la classe numero 31122 che rappresenta boschi di latifoglie a densità bassa governati ad alto fusto, oppure la classe 11231 specifica per le Cascine.

Si riporta la gerarchizzazione delle classi di copertura di suolo utilizzata nel fondere la mappa CLC con la mappa DUSAF per ricoprire l'intera area del bacino:

Tabella 2. Gerarchizzazione delle classi di copertura di suolo utilizzata nel fondere la mappa CLC con la mappa DUSAF per ricoprire l'intera area del bacino del fiume Mera.

Nome classe copertura di suolo			Codice classe	
Primo livello	Secondo livello	Terzo livello		
1 Aree antropizzate	1.1 Zone urbanizzate	1.1.1 Tessuto residenziale denso	111	
		1.1.2 Tessuto residenziale discontinuo	112	
	1.2 Insediamenti produttivi, grandi impianti e reti di comunicazione	Insediamenti industriali, artigianali, commerciali	121	
		Reti stradali e spazi accessori	122	
		Aree portuali	123	
		Aeroporti ed eliporti	124	
	1.3 Aree estrattive, discariche, cantieri	Aree estrattive	131	
		Discariche	132	
		Cantieri	133	
	1.4 Aree verdi non agricole	Aree verdi urbane	141	
		Aree ricreative e sportive	142	
	2 Aree agricole	2.1 Seminativi	Seminativi in aree non irrigue	211
			Seminativi in aree irrigue	212
			Risaie	213
2.2 Colture permanenti		Vigneti	221	
		Frutteti e frutti minori	222	
		Oliveti	223	
2.3 Prati permanenti		Prati stabili	231	
2.4 Zone agricole eterogenee		Colture temporanee associate a colture permanenti	241	
		Sistemi colturali e particellari complessi	242	
		Aree prevalentemente occupate da colture agrarie con presenza di spazi naturali importanti	243	
		Aree agroforestali	244	
3 Territori boscati e	3.1 Aree boscate	Boschi di latifoglie	311	

ambienti seminaturali			
		Boschi di conifere	312
		Boschi misti di conifere e latifoglie	313
	3.2 Ambienti con vegetazione arbustiva	Aree a pascolo naturale e praterie	321
		Brughiere e cespuglieti	322
		Aree a vegetazione sclerofilla	323
		Aree a vegetazione boschiva e arbustiva in evoluzione	324
	3.3 Zone aperte con vegetazione rada ed assente	Spiagge, dune e sabbie	331
		Accumuli detritici e affioramenti litoidi privi di vegetazione	332
		Aree con vegetazione rada	333
		Aree percorse da incendi	334
		Ghiacciai e nevi perenni	335
4 Aree umide	4.1 Aree umide interne	Vegetazione delle aree umide interne	411
		Vegetazione delle torbiere	412
	4.2 Aree umide marittime	Paludi salmastre	421
		Saline	422
		Zone intertidiali	423
5 Corpi idrici	5.1 Acque interne	Alvei fluviali e corsi d'acqua artificiali	511
		Bacini idrici naturali	512
	5.2 Acque marittime	Lagune	521
		Estuari	522

Sono state utilizzate le mappe CLC e DUSAF del 2012 e del 2018, le prime rappresentative degli anni 2010-2014, le seconde per gli anni 2015-2019. In questo modo si cerca di tener conto della variazione della copertura di suolo negli anni, riconducibile a cambiamenti di classe per consumo di suolo, deforestazione, modifiche uso agricolo o pascolo.

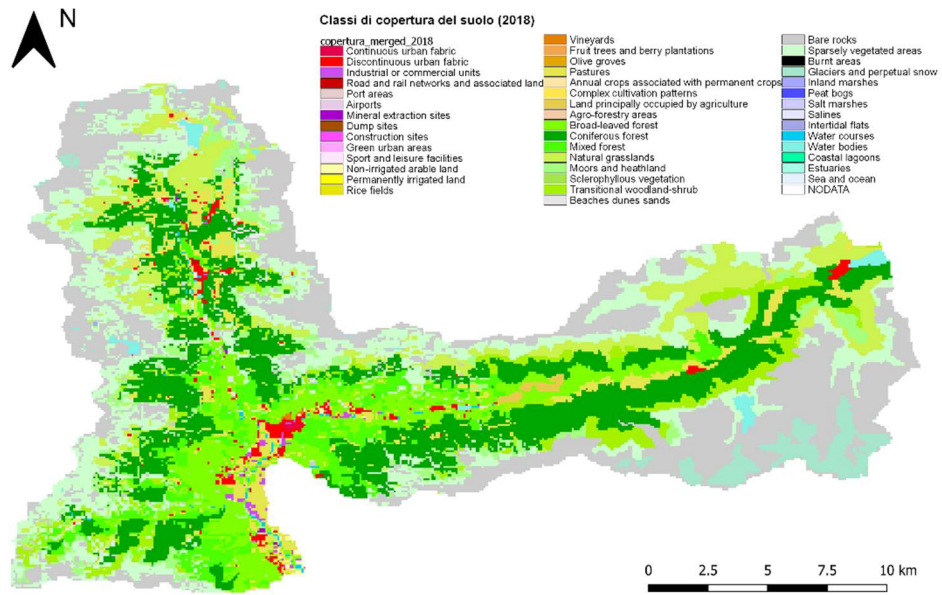
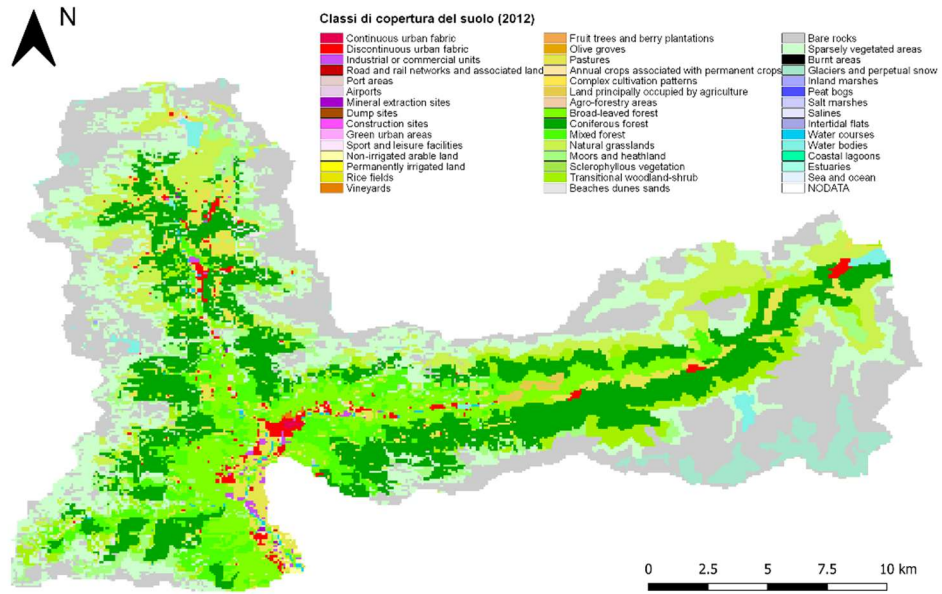


Figura 8. Mappe di copertura di suolo dell'area del bacino negli anni 2012 e 2018, ottenute tramite l'unione delle mappe CLC e DUSAF.

2.5 Telerilevamento e NDVI

Il telerilevamento è la tecnologia con la quale si acquisiscono a distanza informazioni su oggetti di interesse senza entrare in contatto diretto con essi, permette quindi la fotointerpretazione del territorio. L'informazione si basa sulla misurazione dell'energia emanata e riflessa dalla superficie terrestre, a seconda della frequenza e della lunghezza d'onda l'energia viene classificata nel sistema dello spettro elettromagnetico. Il telerilevamento satellitare è di tipo passivo, la sorgente dell'energia misurata è il Sole e in funzione delle caratteristiche del sensore installato sul satellite è possibile acquisire la radiazione elettromagnetica in diversi intervalli dello spettro elettromagnetico, chiamati bande spettrali. I sensori raccolgono l'energia che riflette la Terra sotto forma di radianza, la luminosità riflessa da una porzione di superficie in un a certa direzione. Per utilizzare le informazioni acquisite è necessario applicare delle correzioni radiometriche alla radianza per tener conto della presenza dell'atmosfera e convertire la radianza in riflettanza, il rapporto tra energia riflessa e energia incidente. Tipologie di superficie diverse riflettono una diversa quantità di energia al variare della lunghezza d'onda, nasce così il concetto di firma spettrale, la curva di riflettanza in funzione della lunghezza d'onda, univoca per ogni materiale. La firma spettrale rappresenta la distribuzione delle lunghezze d'onda della radiazione elettromagnetica riflessa e diffusa nelle onde corte, da un oggetto. Viene definita come l'impronta digitale del materiale sotto osservazione, ed è funzione delle caratteristiche chimiche e fisiche del materiale stesso.

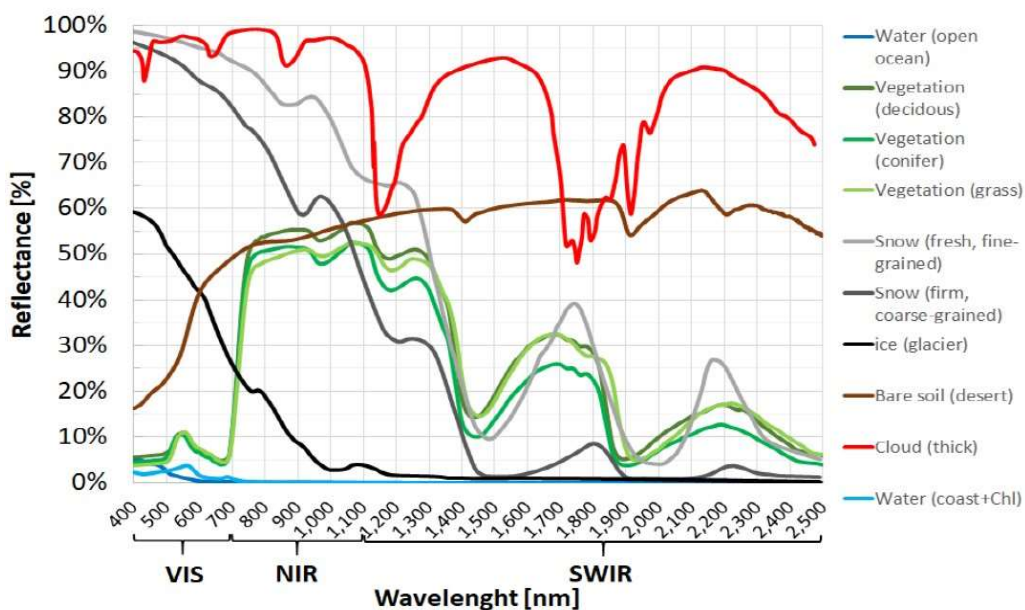


Figura 9. Firme spettrali di alcuni materiali noti, in verde scuro l'andamento della riflettanza delle conifere, in verde delle latifoglie, in verde chiaro del prato (Gianinetto, 2019b).

In particolare, è evidente la curva tipica della vegetazione, questa presenta una riflessione molto elevata nella regione dell'infrarosso vicino (Near Infra-Red, NIR) e una riflessione minore nella regione del rosso visibile (RED). La riflettanza nel visibile è legata alla presenza dei pigmenti nelle foglie, le clorofille sono responsabili del processo di fotosintesi e quindi dell'assorbimento della radiazione nella banda del blu e del rosso e della parziale riflessione nel verde. Nell'infrarosso vicino la riflettanza è molto elevata, lo strato della foglia all'interno dell'epidermide crea uno scattering interno che riflette luce in tutte le direzioni. Nell'infrarosso alle onde corte invece la riflettanza è molto bassa, lo strato spugnoso della foglia che contiene acqua assorbe gran parte della radiazione a questa lunghezza d'onda.

È da questa peculiarità della firma spettrale della vegetazione che nascono gli indici spettrali vegetazionali, espressioni matematiche in grado di combinare informazioni su diverse bande spettrali in un singolo valore. Gli indici spettrali servono proprio ad evidenziare delle specifiche caratteristiche spettrali di una certa copertura del suolo e a trasformare l'analisi qualitativa in quantitativa e numerica.

Il Normalized Difference Vegetation Index (NDVI) è un indice vegetazionale a banda larga multispettrale e normalizzato, per cui il valore dell'indice varia tra -1 e 1 ed è per questo motivo facilmente confrontabile. L'NDVI è definito come segue:

$$NDVI = \frac{\rho_{NIR} - \rho_{RED}}{\rho_{NIR} + \rho_{RED}}$$

Dove ρ_{NIR} rappresenta il valore della riflettanza nello spettro dell'infrarosso vicino e ρ_{RED} il valore della riflettanza nello spettro del rosso visibile.

Il rosso visibile è sensibile al contenuto di clorofilla, all'aumentare del contenuto di clorofilla nelle piante la riflettanza diminuisce, in questo modo è utilizzato come indice di presenza di biomassa e dello stato di salute della vegetazione. L'infrarosso vicino è sensibile alla struttura del mesofillo delle foglie, la riflettanza aumenta all'aumentare della biomassa e dello stato di salute della pianta. L'indice si basa sul divario tra il valore della riflettanza nel rosso visibile, dove la clorofilla assorbe la radiazione elettromagnetica, e il valore della riflettanza nell'infrarosso vicino, dove invece il mesofillo diffonde la radiazione. Pertanto l'NDVI misura complessivamente la quantità di biomassa e lo stato di salute della vegetazione, maggiore è la differenza tra la riflettanza nel NIR e nel RED, maggiore sarà la quantità di vegetazione sana e verde nel pixel analizzato.

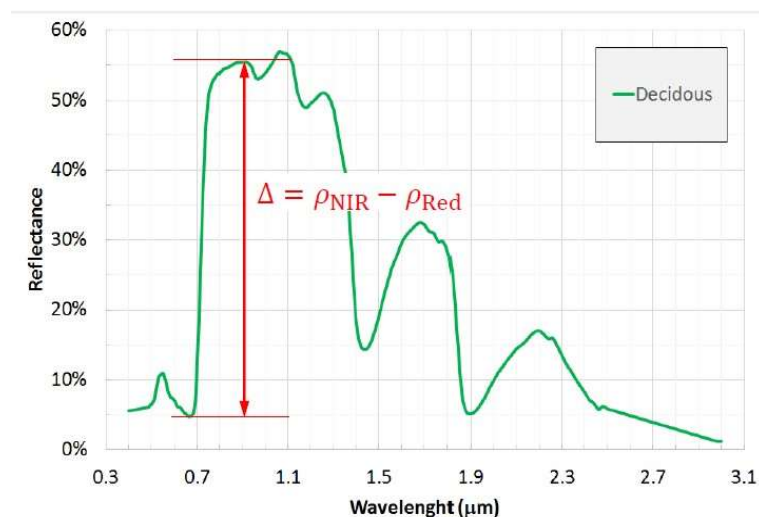


Figura 10. Firma spettrale della vegetazione decidua, si evidenzia in rosso il salto tra il valore della riflettanza nella lunghezza spettrale del rosso visibile e dell'infrarosso vicino (Gianinetto, 2019a).

Ci sono dei valori di riferimento dell'NDVI per la presenza di vegetazione: in generale la copertura vegetazionale è individuata da $NDVI > 0$, più precisamente aree verdi in buona salute sono individuate da $NDVI > 0.3$. Valori dell'NDVI tra -1 e 0 individuano coperture diverse dalla vegetazione, ma in altri contesti possono ritornare utili, infatti identificano la presenza di neve e ghiaccio e distinguono lo stato dell'acqua tra pulita e inquinata. I valori che assume ogni pixel sono ovviamente la media delle riflettanze dei vari oggetti presenti in quel pixel. Un valore alto di NDVI significa che una grande percentuale del pixel è ricoperta da vegetazione ma allo stesso tempo può significare che una piccola parte del pixel è ricoperta da vegetazione in ottima salute. La variazione dell'NDVI è lineare con l'aumento della percentuale di copertura di biomassa verde e con l'aumento della percentuale di copertura di vegetazione in salute.

È bene sapere che al variare della camera che acquisisce il segnale cambia l'intervallo di lunghezza d'onda delle bande a cui si calcola l'indice, e quindi potrebbe cambiare il valore dell'indice stesso per lo stesso pixel. In questo lavoro sono state utilizzate immagini acquisite dal satellite Landsat-8 OLI, a cui corrispondono la banda spettrale del rosso visibile OLI4 con lunghezza d'onda 640-670 nm e la banda spettrale dell'infrarosso vicino OLI5 con lunghezza d'onda 850-880 nm, entrambe le bande riportano una risoluzione spaziale di 30 m. Quindi la formulazione dell'indice NDVI si traduce come segue:

$$NDVI = \frac{\rho_{OLI5} - \rho_{OLI4}}{\rho_{OLI5} + \rho_{OLI4}} = \frac{\rho_{[850-880]} - \rho_{[640-670]}}{\rho_{[850-880]} + \rho_{[640-670]}}$$

Dove ρ_{OLI5} rappresenta la riflettanza in corrispondenza della banda spettrale dell'infrarosso vicino OLI5 e ρ_{OLI4} la riflettanza in corrispondenza della banda spettrale del rosso visibile OLI4.

2.5.1 Immagini satellitari

Sono state utilizzate 14 immagini Landsat-8 OLI dalle quali sono state ricavate le relative mappe NDVI, due immagini all'anno a partire dal 2013 fino al 2019, una per la stagione primaverile-estiva e una per la stagione autunnale-invernale. La stagione primavera-estate è

stata definita da marzo ad agosto, la stagione autunno-inverno da settembre a febbraio. Si riportano di seguito le date di acquisizione delle immagini Landsat-8.

Tabella 3. Date di acquisizione delle 14 immagini dal satellite Landsat-8 OLI.

Primavera-estate	Autunno-inverno
1 agosto 2013	7 dicembre 2013
3 luglio 2014	12 febbraio 2015
7 agosto 2015	27 novembre 2015
22 giugno 2016	28 ottobre 2016
22 aprile 2017	31 ottobre 2017
15 agosto 2018	2 ottobre 2018
14 maggio 2019	3 settembre 2019

La scelta del satellite Landsat-8 è stata effettuata in quanto erano necessarie immagini acquisite nel periodo di studio, questo satellite è stato lanciato nel febbraio del 2013 ed è attivo ancora oggi. Inoltre, il satellite ha un tempo di rivisitazione di 16 giorni, più che sufficiente per le necessità dello studio.

Si riportano le mappe dell'indice vegetazionale NDVI mediate sugli anni di studio rappresentative dei mesi estivi e dei mesi invernali, è evidente che nei mesi estivi la vegetazione è più rigogliosa e il valore dell'NDVI è mediamente maggiore rispetto alla mappa invernale, dove la copertura nivale restituisce valori dell'indice negativi.

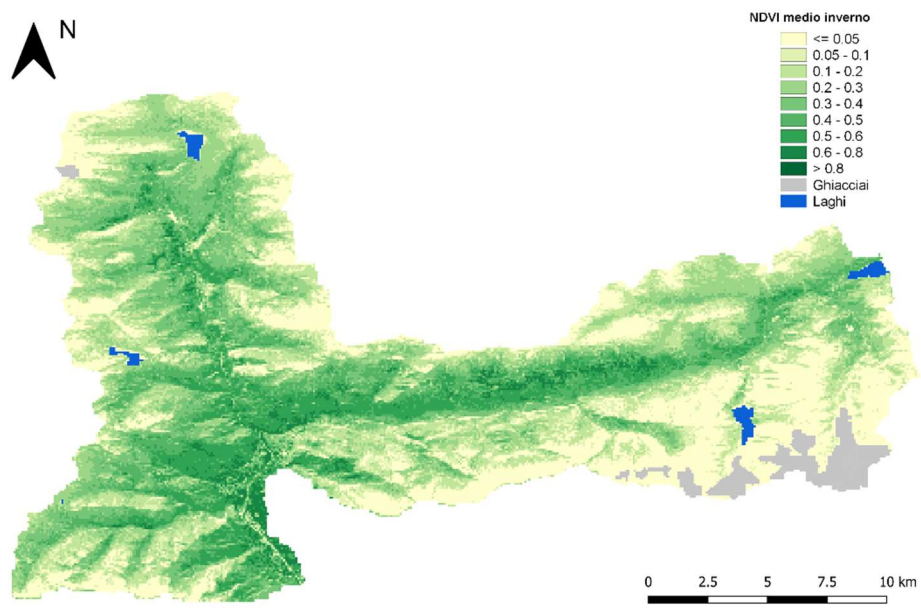
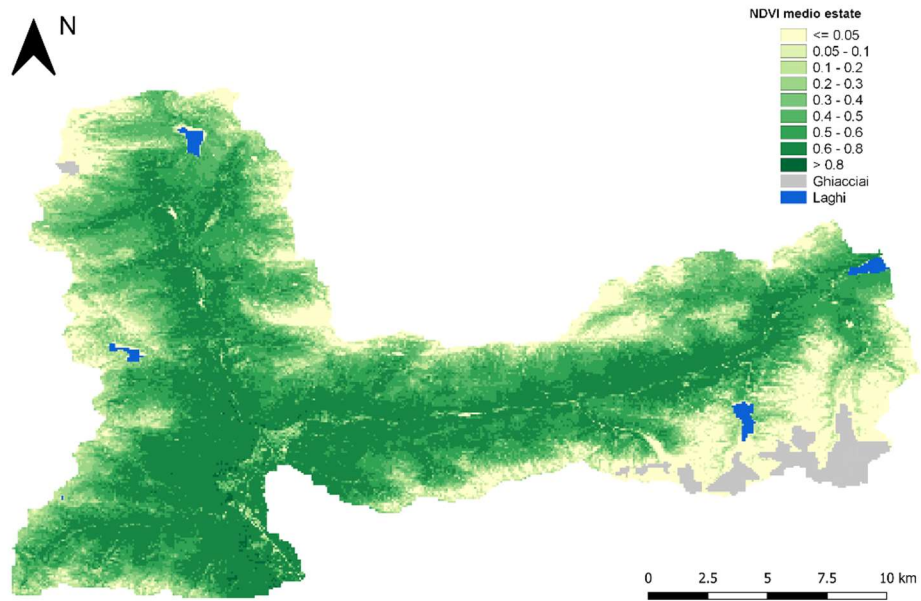


Figura 11. Mappa dell'NDVI estiva e invernale mediata sugli anni di acquisizione delle immagini satellitari.

2.6 Dati di calibrazione

2.6.1 Portata oraria stazione di Samolaco

Sono stati utilizzati i valori di livello idrometrico acquisiti dalla stazione di Samolaco nel periodo di studio 2010-2019. I dati sono stati forniti dal Consorzio dell'Adda, proprietario della stazione idrometrica. La stazione è localizzata sul fiume Mera in corrispondenza della sezione di chiusura del bacino, come si nota in Figura 3, dove è stata identificata con la numero 9.

I dati acquisiti dalla stazione idrologica sono dati orari di livello idrometrico, a cui è stata applicata la scala delle portate della sezione del fiume Mera per ricavare i dati della portata oraria. La scala delle portate è proprio quel diagramma che associa l'altezza del livello idrico di un corso d'acqua al valore della portata transitante in alveo.

Si riportano i valori medi mensili della portata osservata, espressa in m^3/s .

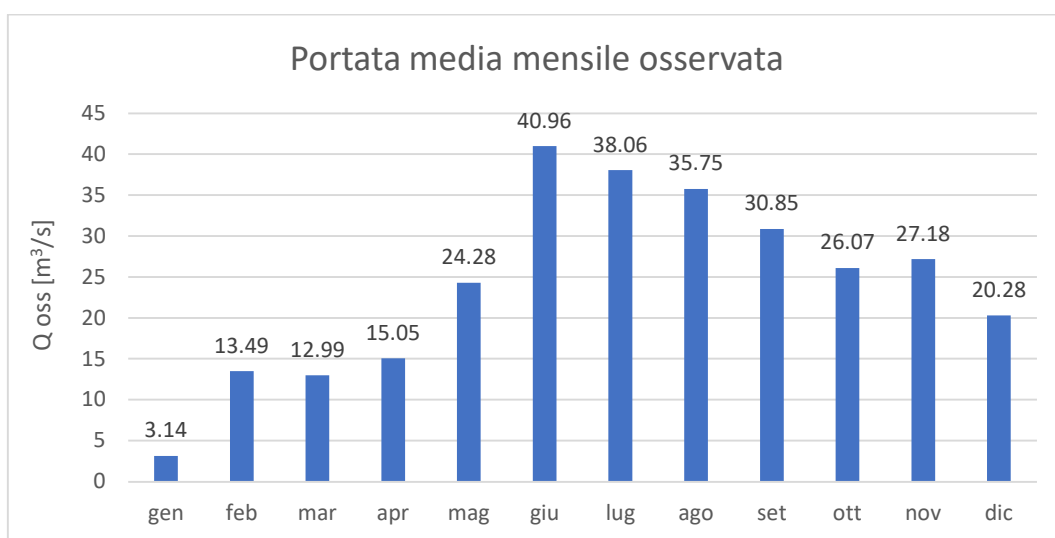


Figura 12. Portata media mensile osservata presso la stazione di Samolaco.

I dati di portata oraria sono stati utilizzati per la calibrazione e la validazione del modello idrologico, mettendo a confronto i dati di portata oraria osservata con i valori di portata oraria simulati dal modello idrologico.

2.6.2 Misura torbidità stazione di Chiavenna

Inoltre, sono stati utilizzati i dati giornalieri di livello idrometrico e torbidità misurati in corrispondenza della stazione di Chiavenna, acquisiti nel periodo che va dal 15/07/2020 al 26/01/2021. La stazione è localizzata sul fiume Mera, subito a monte della confluenza del fiume con il torrente Liro, come si nota in Figura 3, dove è stata identificata con la stazione numero 10.

I dati acquisiti dalla stazione sono dati giornalieri di livello idrometrico e di torbidità, a cui vengono associati i valori di portata stimati e di trasporto solido. La torbidità rappresenta una misura aspecifica della concentrazione in peso dei solidi sospesi nel campione, ma non è possibile stabilire una correlazione diretta tra queste due variabili, in quanto le proprietà ottiche di una sospensione risultano influenzate, oltre che dalla quantità, anche dalla forma, dalle dimensioni e dall'indice di rifrazione delle particelle sospese, nonché dalla lunghezza d'onda del raggio incidente.

Si riporta l'andamento della torbidità misurata in unità nefelometriche di torbidità (NTU), ovvero si valuta l'entità della luce diffusa, misurata a 90° rispetto a quella incidente, nel campione d'acqua prelevato.

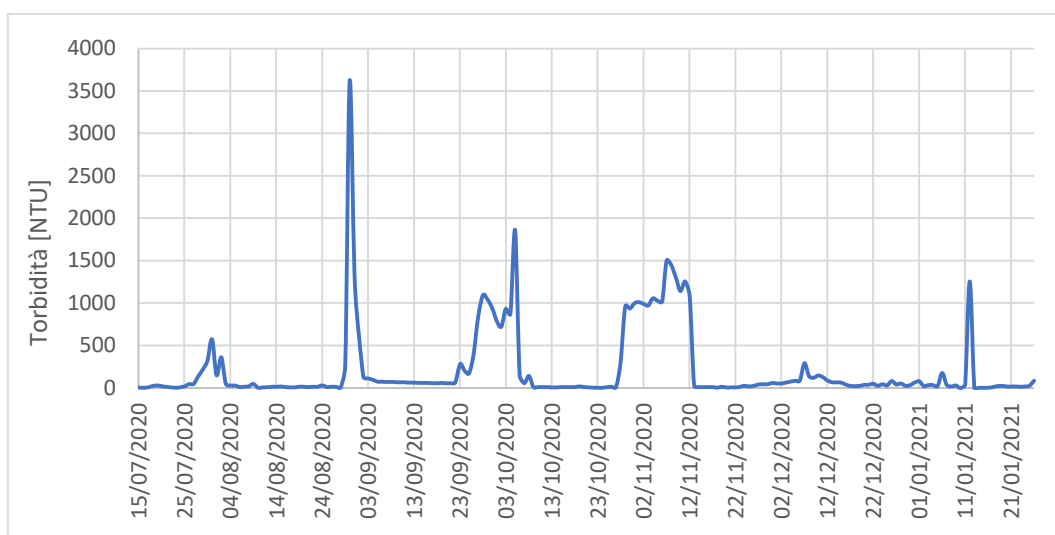


Figura 13. Torbidità giornaliera osservata presso la stazione di Chiavenna.

Dai valori di trasporto solido che si ottengono in corrispondenza della stazione di Chiavenna, si prova a verificare la corrispondenza con i valori di perdita di suolo stimati dal modello di erosione considerando il sottobacino con punto di chiusura nella stazione stessa.

3. Metodologia

Questo lavoro di tesi vede l'applicazione in sequenza di due modelli, un modello idrologico e un modello di erosione di suolo. L'output del modello idrologico di nostro interesse è quello che proviene dal bilancio idrologico, infatti restituisce il bilancio delle variabili tra cui l'andamento della fusione della neve, indispensabile nella stima dell'erosione di suolo con il metodo D-RUSLE. Solo successivamente è possibile simulare il modello di erosione di suolo, che restituisce per ogni anno di studio una mappa di potenziale erosione dell'area del bacino.

Entrambi i modelli vengono simulati a partire dai dati acquisiti nello scorso decennio (2010-2019), sui quali è possibile effettuare una fase di calibrazione e validazione. Successivamente vengono proiettati i dati sugli scenari futuri di cambiamento climatico, in questo modo sulla base della simulazione idrologica si ottiene la stima dell'erosione di suolo per il bacino fino alla fine del secolo. Accoppiare i modelli con le proiezioni climatiche è uno strumento utile per la valutazione degli effetti dei cambiamenti climatici sulla gestione dell'acqua.

3.1 Modello idrologico

La modellazione idrologica del bacino è necessaria per due ragioni. In primo luogo perché a partire dai dati orari di precipitazione e temperatura acquisiti dalle stazioni meteorologiche durante gli anni 2010-2019, si vuole ottenere la spazializzazione dei dati di precipitazione e temperatura su tutto il bacino. In secondo luogo perché si vuole studiare la dinamica della copertura nivale al suolo sul bacino, che si ottiene come output del bilancio idrologico.

La modellazione idrologica di bacini alpini ad elevata altitudine è complessa, le cause della difficoltà sono principalmente la topografia articolata e le condizioni climatiche particolari, infatti devono essere considerate le dinamiche di fusione nivale e glaciale (Soncini et al., 2017). Inoltre è da considerare l'aspetto dello sfruttamento idroelettrico che rende sicuramente ancora più difficile la previsione del deflusso e la sua modellazione. In particolare, sono presenti una centrale idroelettrica sul torrente Liro, affluente del Mera presso Chiavenna, con le dighe di Montespluga, di Isolato e di Campodolcino-Prestone, e una sul fiume Mera con la

diga di Villa di Chiavenna. Oltre a modificare il flusso a valle, lo sfruttamento idrologico porta a fenomeni di rilascio a valle di importanti quantità di fango e detriti, ad esempio quando in situazioni di emergenza è necessario lo svuotamento degli invasi.

Il modello idrologico sul bacino del fiume Mera era già stato implementato dal Politecnico di Milano a scala giornaliera, prendendo in considerazione 3 stazioni nel bacino, per questo motivo le equazioni da utilizzare e i valori dei parametri da inserire sono già noti (Bocchiola et al., 2020). In questo lavoro di tesi vengono utilizzati dati di temperatura e precipitazione a scala oraria, considerando i dati di 8 stazioni distribuite sul bacino e in sua prossimità, che ricoprono un periodo temporale di 10 anni.

Insieme ai dati meteorologici di temperatura e precipitazione, in input al modello sono necessari il modello digitale del terreno, la mappa di copertura glaciale, la mappa di copertura del terreno e la mappa del CN (Curve Number). Le suddette mappe sono già inserite nel modello dalla simulazione a scala giornaliera, se ne riporta semplicemente una breve descrizione.

Il modello digitale del terreno è un file raster che ha come valore per ogni cella la quota media dell'area che rappresenta. La mappa di copertura glaciale mostra le zone ricoperte da ghiaccio, informazione necessaria al modello per descrivere la fusione e l'accumulo del ghiaccio con le variazioni di temperatura. Nel bacino del fiume Mera sono presenti diversi ghiacciai, l'area sud orientale presenta la copertura glaciale di maggiore estensione con il settore glaciale Codera-Masino, che comprende tutti i ghiacciai al confine tra Val Bregaglia, Val Codera e Val Masino, mentre a nord nella zona di Valle Spluga e Val di Lei l'estensione dei ghiacci è pari a 3.4 km². In totale l'area ricoperta da ghiaccio ricopre il 2.5 % del territorio oggetto di studio. Il modello richiede in ingresso anche la mappa di copertura di vegetazione del suolo, che influenza il deflusso superficiale, l'infiltrazione e l'evapotraspirazione, processi fondamentali nel bilancio idrologico. Inoltre viene attribuito ad ogni pixel del bacino un valore del Curve Number, da cui si ricava il massimo contenuto di acqua immagazzinabile nel terreno.

Il modello idrologico implementato è stato sviluppato dal Climate Lab del Politecnico di Milano appositamente per rappresentare il ciclo idrologico nei bacini montani. Si tratta di un

modello semi-distribuito, il bacino è suddiviso in una griglia regolare di celle di dimensione di 500 m x 500 m, per ogni cella vengono calcolate le variabili idrologiche di studio, il deflusso di ogni cella raggiunge la sezione di chiusura del bacino seguendo il modello concettuale dell'IUH (Instantaneous Unit Hydrograph), l'idrogramma istantaneo unitario. Il bilancio di massa viene valutato per ogni cella del bacino 500 x 500 metri e per ogni passo temporale di un'ora. Viene utilizzato un algoritmo di flow routing semi-distribuito per valutare la portata generata alla sezione di chiusura, secondo l'algoritmo lineare di Nash per serbatoi in cascata. In realtà si considerano due sistemi paralleli, uno per le acque sotterranee e l'altro per le acque superficiali, ognuno caratterizzato da un numero di serbatoi in serie e da una costante di tempo, detta tempo di lag.

In generale, l'obiettivo di un modello idrologico è la simulazione delle portate alla sezione di chiusura di un bacino imbrifero come conseguenza della quantità di precipitazione che cade su di esso. La simulazione si basa sulle relazioni matematiche tra i parametri in gioco, ed è proprio il bilancio idrologico tra le variabili che ci interessa ai fini di questo lavoro. In particolare, l'andamento del parametro della fusione nivale è un fattore in ingresso al modello di erosione. Per quanto riguarda la simulazione delle portate in sezione di chiusura, questa è fondamentale per la calibrazione del bilancio idrologico che si basa sulle portate.

Il modello idrologico utilizzato lavora con il software Matlab ed effettua nell'ordine i seguenti passaggi:

- Caricamento dei parametri iniziali di calibrazione e dei dati orari di temperatura e precipitazione delle stazioni meteo utilizzate
- Spazializzazione dei dati di precipitazione su ogni cella del bacino
- Spazializzazione dei dati di temperatura su ogni cella del bacino
- Bilancio idrologico
- Flow routing (calcolo delle portate in sezione di chiusura)

3.1.1 Spazializzazione di temperatura e precipitazione

A partire dai punti in cui sono presenti le stazioni metereologiche, per i quali sono noti i dati di precipitazione e temperatura oraria per i dieci anni di studio, il modello implementa la spazializzazione dei dati su tutto il bacino. La spazializzazione è necessaria per poter distribuire in maniera omogenea, su tutte le celle che compongono il bacino, un valore preciso di precipitazione e temperatura nel tempo.

In primo luogo, si opera un'analisi geo-statistica sulla distribuzione dei dati spaziali, si costruisce intorno ai punti di misura la tassellazione di Dirichlet. Viene costruito un poligono di Thiessen intorno ad ogni punto corrispondente una stazione, il piano viene partizionato in modo tale che qualunque posizione ricada nella regione di piano che comprende la stazione meteorologica più vicina. A partire dai poligoni, tramite un'interpolazione di tipo Nearest Neighborhood, è possibile assegnare dei valori ai punti per i quali non si hanno delle misure a disposizione. In particolare, le celle di ogni poligono assumono il valore del dato osservato dalla stazione appartenente a quel poligono.

Si è ottenuta una distribuzione dei dati di precipitazione e temperatura costante a zone, individuate dai poligoni di forma irregolare intorno alle stazioni. È necessario, affinché la spazializzazione sia più significativa, valutare la variazione di temperatura e precipitazione con la quota tramite un gradiente verticale. Quindi si correggono i valori di primo tentativo ottenuti con l'interpolazione in base alla posizione della cella in termini di latitudine e longitudine, considerando anche l'elevazione delle celle.

La pendenza e l'intercetta del gradiente della variazione di temperatura e precipitazione con la quota vengono stimate per ogni mese a partire dai dati disponibili tra il 2010 e il 2018 di quindici stazioni in Valtellina e Valchiavenna. Il gradiente della temperatura mensile varia tra un minimo di $-2.5 \text{ }^\circ\text{C km}^{-1}$ a dicembre e un massimo di $-5.8 \text{ }^\circ\text{C km}^{-1}$ a maggio. Il gradiente è negativo, indica che al crescere della quota la temperatura diminuisce. Il gradiente della precipitazione totale varia tra $+5.3 \text{ mm km}^{-1}$ a dicembre e $+31.8 \text{ mm km}^{-1}$ ad aprile. Il gradiente è positivo, ad elevazioni maggiori corrispondono precipitazioni più abbondanti.

Tramite la stima dei gradienti mensili di temperatura e precipitazione è possibile correggere i valori ottenuti dalla spazializzazione con i poligoni di Thiessen, quindi viene assegnato un valore stimato per ogni cella e la distribuzione di temperatura e precipitazione sull'area del bacino è nota.

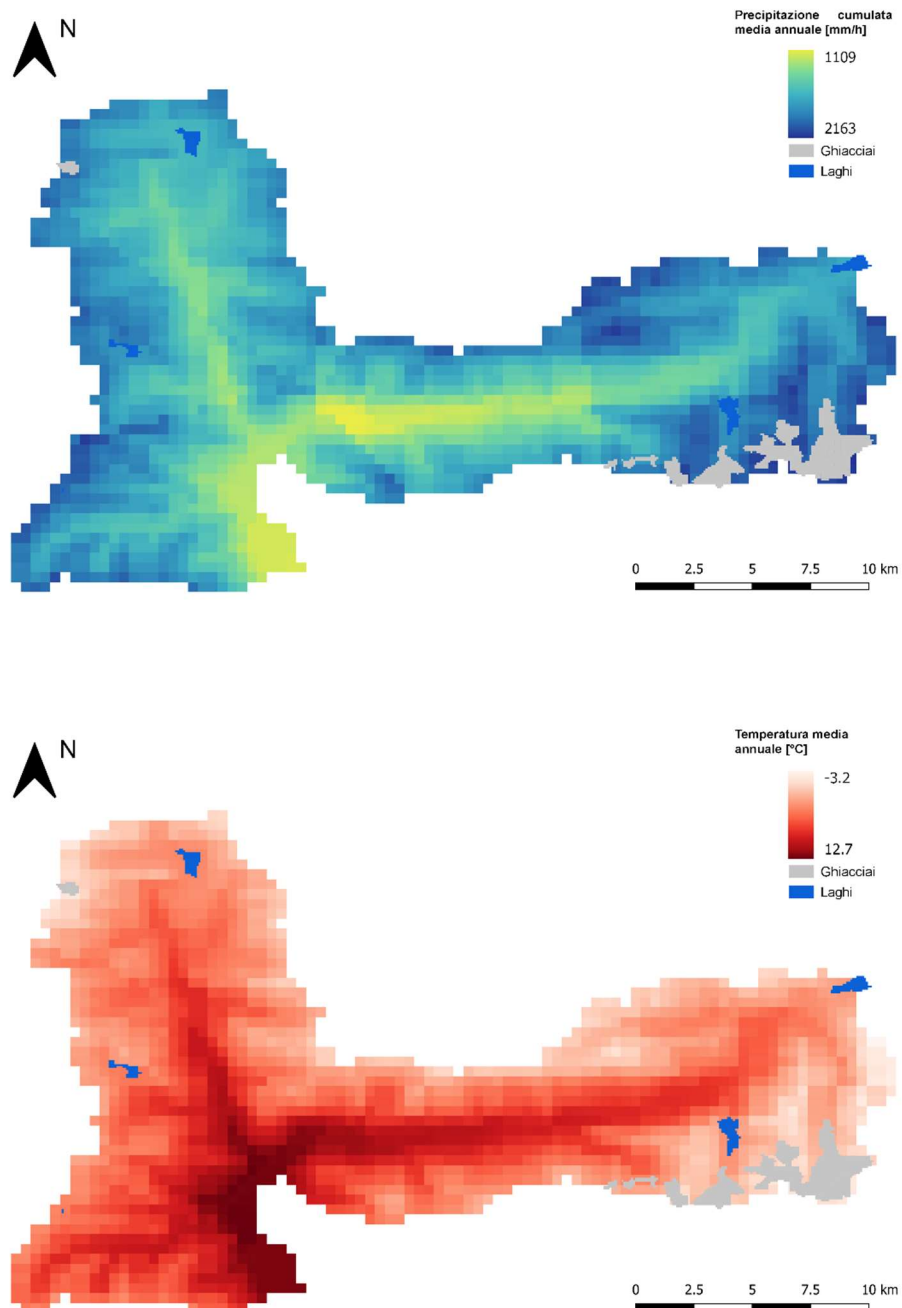


Figura 14. Mappa di precipitazione cumulata media annuale (mm anno^{-1}) e della temperatura media annuale ($^{\circ}\text{C}$) sull'area del bacino.

3.1.2 Bilancio idrologico

Il modello idrologico si basa sulla variazione del contenuto d'acqua nel suolo in due istanti di tempo consecutivi, secondo l'equazione di conservazione della massa. Nel caso in esame il passo temporale Δt è orario. È riportata di seguito l'equazione che calcola la variazione del contenuto d'acqua nel terreno:

$$W^{t+\Delta t} = W^t + (R + M_s + M_i - ET - Q_g)\Delta t$$

Dove W rappresenta il contenuto d'acqua nel suolo [mm], R è la pioggia liquida [mm g⁻¹], M_s è la fusione nivale [mm g⁻¹], M_i è la fusione glaciale [mm g⁻¹], ET è l'evapotraspirazione effettiva [mm g⁻¹], Q_g è il deflusso sotterraneo [mm g⁻¹]. Il contenuto d'acqua nel suolo aumenta nel tempo con la precipitazione liquida, con la fusione nivale e glaciale, diminuisce con l'evapotraspirazione e con l'immissione nelle acque sotterranee.

3.1.3 Formulazione dei fattori

Il deflusso superficiale avviene quando il suolo è saturo e assume il valore della differenza tra il contenuto d'acqua effettivo e il massimo contenuto potenziale d'acqua nel suolo:

$$\begin{cases} Q_s = W^{t+\Delta t} - W_{max} & \text{se } W^{t+\Delta t} > W_{max} \\ Q_s = 0 & \text{se } W^{t+\Delta t} \leq W_{max} \end{cases}$$

Dove W_{max} [mm] rappresenta il contenuto massimo di acqua nel suolo ed è valutato con il metodo del Curve Number (SCS-CN) proposto dal Dipartimento dell'Agricoltura degli Stati Uniti:

$$W = W_0 \left(\frac{100}{CN} - 1 \right)$$

Il CN varia tra 0 e 100 ed è stimato a partire dalla mappa di copertura del suolo, mentre W_0 è una costante di scala che riflette l'unità di misura adottata, è pari a 254 mm.

L'evapotraspirazione influisce sul bilancio come fattore di riduzione della portata che raggiunge la sezione di chiusura. È calcolata secondo l'equazione di Hargreaves secondo il

quale l'evapotraspirazione potenziale dipende dalla temperatura e dalla radiazione libera in atmosfera. L'evapotraspirazione potenziale rappresenta la capacità del suolo di rilasciare l'acqua che si trova al suo interno sotto forma di vapore all'esterno.

La formula di Hargreaves che restituisce l'evapotraspirazione potenziale è così strutturata:

$$ETP = 0.0023 * S_0 * D_T * (T + 17.8)$$

Dove T indica la temperatura media giornaliera [°C], D_T è la differenza tra il massimo e il minimo della temperatura media mensile [°C], S_0 è la radiazione solare teorica, cioè quella che colpisce un punto della terra data la sua posizione in un certo giorno dell'anno, che si calcola tramite formulazioni legate all'astronomia, rappresenta l'equivalente d'acqua che può evaporare per via della radiazione solare [mm g⁻¹].

L'evapotraspirazione effettiva è la somma dell'evapotraspirazione effettiva dal suolo e dalla vegetazione, entrambe funzioni dell'evapotraspirazione potenziale, della percentuale di copertura vegetativa nell'area di interesse e del contenuto d'acqua volumetrico del suolo.

Il deflusso sotterraneo, che rappresenta la ricarica del serbatoio sotterraneo, dipende dalla conducibilità idraulica del suolo K [mm g⁻¹] e dal contenuto d'acqua nel suolo W [mm], secondo la formulazione seguente:

$$Q_g = K \left(\frac{W}{W_{max}} \right)^k$$

Dove lo strato di suolo che si prende in considerazione è di spessore pari a 1 metro e k è semplicemente un parametro di calibrazione adimensionale. Quando W assume il suo valore massimo, il suolo è saturo, l'acqua non può più infiltrare nel terreno e tutta la precipitazione si trasforma in deflusso superficiale.

3.1.4 Fusione nivale

La fusione nivale riveste un ruolo importante nella modellazione idrologica del fiume Mera, in quanto partecipa al deflusso nella stagione di fusione, e nella modellazione dell'erosione, in quanto la presenza o meno della neve al suolo influenza l'erosività di quest'ultimo.

Per stimare il contributo di fusione nivale si è utilizzato un modello Degree Day, che si basa sulla relazione diretta tra temperatura atmosferica e temperatura di fusione. Alla base di questo tipo di modellazione c'è C_m , il fattore di fusione nivale o Degree Day Snow, misurato in $\text{mm h}^{-1} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$.

Per modellizzare le dinamiche di copertura nivale al suolo viene utilizzato lo Snow Water Equivalent (SWE) che si ottiene a partire dai dati orari di temperatura e di intensità della precipitazione. L'equazione sotto riportata descrive la dinamica dello SWE in termini di accumulo quando c'è precipitazione ($i_t > 0$) e la temperatura è sotto 0°C ($T < T_m$), e di fusione quando non c'è precipitazione ($i_t = 0$) e la temperatura è positiva ($T > T_m$), che è utilizzato a sua volta come proxy per la dinamica della copertura nivale.

$$SWE_t = SWE_{t-1} + \begin{cases} i_t & \text{se } i_t > 0, T < T_m \\ 0 & \text{se } i_t = 0, T < T_m \\ -M_s & \text{se } T > T_m, SWE_{t-1} > M_s \end{cases}$$

$$M_s = C_m * (T_t - T_m)$$

Dove SWE_t [mm] indica i millimetri dell'equivalente in acqua della neve, T_t [$^\circ\text{C}$] è la temperatura dell'aria, T_m [$^\circ\text{C}$] la temperatura sopra la quale la neve inizia a fondere (pari a 0°C), i_t [mm h^{-1}] è la precipitazione totale misurata dal pluviometro, C_m [$\text{mm h}^{-1} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$] è il rateo di fusione della neve (che vale $0.18 \text{ mm h}^{-1} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$).

Il manto nevoso viene simulato a partire dalle precipitazioni: quando le temperature sono negative, i dati orari di pioggia vengono trasformati in millimetri di Snow Water Equivalent; quando non ci sono precipitazioni invece, la neve può fondere o rimanere costante a seconda delle temperature e del Degree Day Snow.

3.1.5 Elaborazione dati meteo

Si riporta l'andamento mensile della precipitazione cumulata e della temperatura, entrambe le variabili sono state mediate sul periodo di controllo 2010-2019. Inoltre, si ritiene significativo illustrare i valori di intensità di precipitazione e di temperatura media negli anni di studio, per ogni mese.

	P cum (mm/mese)											
	gennaio	febbraio	marzo	aprile	maggio	giugno	luglio	agosto	settembre	ottobre	novembre	dicembre
2010	30.99	65.20	126.19	105.49	392.05	167.37	108.13	246.84	209.74	148.53	230.17	101.87
2011	72.56	70.12	60.09	31.25	147.27	256.80	269.68	140.90	184.68	94.13	105.81	42.49
2012	61.96	12.60	86.39	243.19	161.53	245.11	142.53	164.85	173.71	94.55	163.08	31.32
2013	20.76	11.58	68.76	256.85	303.06	142.78	86.47	101.92	125.43	273.77	98.91	136.09
2014	192.32	250.69	81.60	71.97	131.42	173.90	182.13	243.81	56.27	189.78	371.24	55.53
2015	103.04	74.58	33.83	58.76	209.88	113.65	121.01	222.90	341.59	144.62	1.57	0.27
2016	60.64	118.80	75.84	180.14	220.08	317.83	183.79	130.75	38.33	103.05	184.29	1.66
2017	12.23	117.10	102.85	130.24	122.94	300.78	115.86	233.57	232.95	14.01	68.71	118.15
2018	90.02	19.58	167.93	173.08	134.08	61.35	134.67	199.09	48.22	322.64	179.13	30.13
2019	12.87	85.24	62.91	250.54	102.68	255.29	125.31	267.72	87.89	322.68	266.85	135.85
Media decennio	65.74	82.55	86.64	150.15	192.50	203.49	146.96	195.23	149.88	170.78	166.98	65.34

	2010	2011	2012	2013	2014	2015	2016	2017	2018	2019	Media decennio
P cum (mm/anno)	1932.57	1475.80	1580.82	1626.38	2000.66	1425.71	1615.19	1569.40	1559.94	1975.82	1676.23

Media di T	T media (°C)											
	gennaio	febbraio	marzo	aprile	maggio	giugno	luglio	agosto	settembre	ottobre	novembre	dicembre
2010	-6.50	-5.61	-2.45	1.69	4.44	9.83	13.37	10.29	6.67	3.00	-0.73	-5.23
2011	-3.87	-1.53	-0.02	5.49	8.10	10.12	10.41	13.17	10.78	5.07	2.07	-3.25
2012	-3.86	-5.77	2.16	1.28	6.44	11.16	12.54	13.62	8.88	5.17	1.13	-4.01
2013	-2.75	-5.44	-2.33	3.17	4.50	9.80	14.02	12.95	9.76	5.62	0.60	-0.07
2014	-2.20	-2.17	1.19	4.46	5.92	10.72	11.39	10.35	9.18	6.78	3.09	-0.03
2015	-1.76	-3.08	0.25	3.91	7.60	11.59	15.87	13.31	7.51	4.90	3.87	1.38
2016	-2.49	-1.31	-0.78	3.28	5.76	10.05	13.39	12.74	10.72	4.55	0.74	1.23
2017	-4.98	-1.05	2.79	3.66	7.74	12.62	13.19	13.68	6.92	6.98	0.21	-2.86
2018	-1.42	-5.55	-2.00	5.02	7.96	12.10	14.20	13.98	10.94	7.14	1.70	-0.64
2019	-3.61	0.43	1.00	2.68	4.49	13.30	14.42	13.50	9.89	6.63	0.30	0.07
Media decennio	-3.35	-3.11	-0.02	3.46	6.30	11.13	13.28	12.76	9.12	5.59	1.30	-1.34

	2010	2011	2012	2013	2014	2015	2016	2017	2018	2019	Media decennio
T media (°C)	2.44	4.73	4.10	4.21	4.93	5.50	4.84	4.95	5.35	5.28	4.63

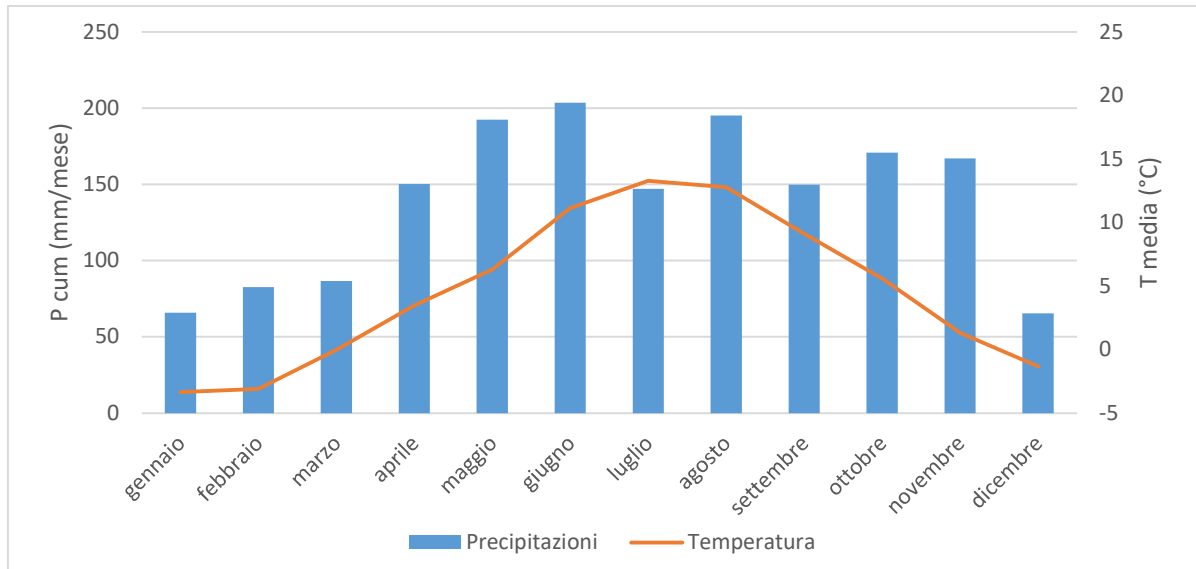


Figura 15. Andamento mensile delle variabili precipitazione (mm/mese) e temperatura (°C), mediate negli anni di studio.

Si riporta l'andamento giornaliero delle variabili di precipitazione e temperatura lungo l'intero periodo di studio, sono i valori rappresentativi del bacino nel suo insieme, ottenuti tramite il modello idrologico come elaborazione dei dati delle singole stazioni localizzate sul bacino.

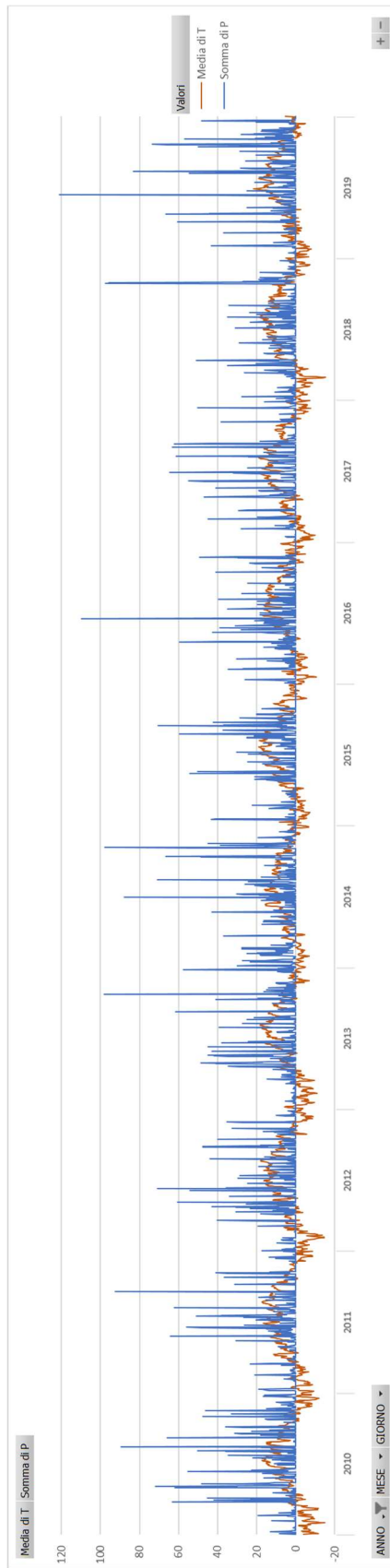


Figura 16. Andamento giornaliero delle variabili di precipitazione e temperatura lungo l'intero periodo di studio.

3.2 Modello di erosione

Per stimare l'erosione di suolo si fa riferimento ad un modello che descriva i vari processi fisici che entrano in gioco: precipitazione, topografia, proprietà del suolo, copertura del suolo e pratiche di conservazione del suolo. Idealmente il modello dovrebbe descrivere i singoli processi seguendo le equazioni della teoria dell'idraulica, dell'idrologia e del trasporto dei sedimenti. Nella pratica i modelli empirici sono quelli più largamente utilizzati, non dipendono da una descrizione rigorosa dei processi fisici e richiedono un tempo computazionale molto minore (Gianinetto et al., 2019).

Il modello utilizzato in questo elaborato è un modello empirico, non si basa sulla descrizione fisica del processo e richiede un basso costo computazionale, ma nonostante questo risulta semplice e utile per stimare la perdita di suolo a partire da dati e parametri in input limitati.

3.2.1 Struttura del modello

In questo lavoro, per stimare l'erosione di suolo da precipitazione su un bacino alpino, viene utilizzata una versione modificata del modello RUSLE, in particolare il Dynamic-RUSLE. La formulazione RUSLE è stata modificata per tenere conto delle variazioni dell'erosività della precipitazione e della copertura di suolo e quindi restituire una stima più accurata dell'erosione di suolo sul territorio alpino. In particolare, grazie alla modellazione della copertura nivale nel tempo e all'inclusione di immagini satellitari nel modello, è possibile stimare la dinamica temporale e spaziale dei cambiamenti di copertura di suolo.

Le modifiche introdotte nella formulazione del modello D-RUSLE permettono di considerare diversi aspetti che non venivano considerati nella versione precedente RUSLE:

- La dinamica stagionale della precipitazione differenziando la precipitazione liquida attiva nell'erosione dalla precipitazione nevosa che non contribuisce all'erosione;
- L'effetto protettivo della copertura nivale al suolo;
- La dinamica stagionale delle aree vegetate;
- I cambiamenti a lungo termine della copertura e dell'uso di suolo.

Viene stimato il potenziale annuale di erosione di suolo indotto da precipitazione come il prodotto di cinque parametri:

- Le forzanti meteorologiche, descritte dall'erosività della precipitazione (fattore R) come funzione dell'intensità di precipitazione, della temperatura dell'aria e della dinamica della copertura nivale al suolo;
- La copertura e l'uso del suolo, delineate dal fattore di gestione della copertura (fattore C), secondo cui alti valori del fattore corrispondono ad aree caratterizzate da una scarsa protezione del suolo da parte della copertura, bassi valori del fattore corrispondono invece ad aree protette in maniera significativa dalla copertura;
- Le proprietà pedologiche del suolo, vale a dire la struttura e il contenuto organico del suolo, che influenzano la predisposizione del terreno all'erosione, sono rappresentate dal parametro K;
- Le caratteristiche topografiche dell'area del bacino, in particolare la lunghezza e l'inclinazione dei pendii sono descritte tramite il fattore LS;
- Le pratiche di gestione anti-erosive del suolo con il fattore P provano a ridurre la perdita di suolo tramite interventi antropici sulle aree più predisposte all'erosione.

L'erosione di suolo annua da precipitazione per unità di superficie E [t/ha/anno] è descritta da questa semplice formulazione:

$$E = R \times C \times K \times LS \times P$$

Dove R [MJ mm ha⁻¹ h⁻¹ anno⁻¹] rappresenta l'erosività della precipitazione ed è la forzante dell'erosione; C [-] è il parametro di copertura del suolo, descrive come la copertura e l'uso di suolo proteggano il suolo dall'erosione; K [t ha h ha⁻¹ MJ⁻¹ mm⁻¹] rappresenta l'erodibilità del suolo descrivendo le proprietà del suolo; LS [-] è il parametro topografico, considera pendenza e lunghezza del pendio; P [-] è il fattore di pratica anti-erosiva che descrive l'impatto delle pratiche di conservazione di suolo sui versanti.

Nei paragrafi che seguono si descrive dettagliatamente ogni parametro della formulazione. Si vuole evidenziare sin da ora che i fattori di erodibilità del suolo K e di topografia LS sono

statici, mentre i fattori di erosività della precipitazione R e di copertura del suolo C riproducono la dinamicità del modello, in particolare R è discretizzato a passo mensile e C a passo stagionale, affinché sia valutato l’impatto della variabilità temporale sulla stima dell’erosione.

Si riporta di seguito lo schema che mostra i dati necessari per costruire i fattori della formulazione per la stima dell’erosione di suolo.

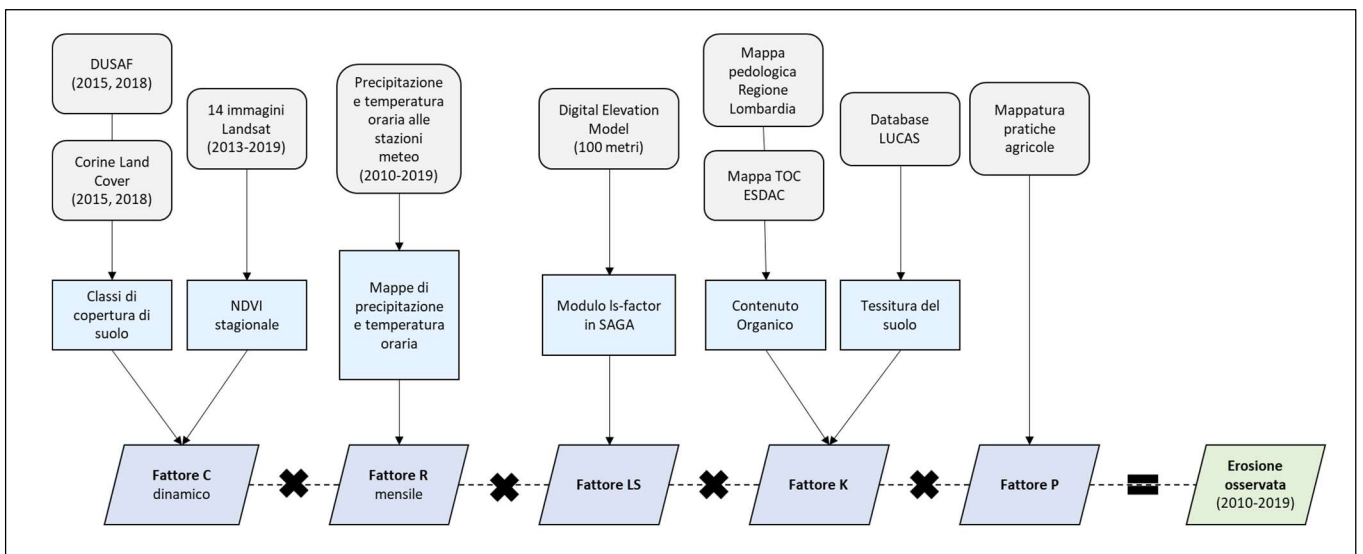


Figura 17. Schematizzazione dei dati e delle mappe nella formulazione per stimare l’erosione di suolo osservata nel decennio 2010-2019.

3.2.2 Fattore R

Il fattore R è l’erosività della precipitazione, rappresenta l’agente erosivo più importante nella dinamica di erosione del suolo. In realtà, R è funzione della precipitazione oraria, della temperatura media oraria e della dinamica della copertura nivale.

Per ottenere le mappe mensili del fattore R è innanzitutto necessario simulare a risoluzione oraria la precipitazione liquida, la precipitazione nevosa e la dinamica della copertura nivale al suolo sull’area del bacino. A partire dai dati di intensità di precipitazione oraria e temperatura media oraria su tutto il bacino di studio, e tramite la simulazione del modello idrologico descritto nel capitolo precedente, si è ottenuta la dinamica oraria dello Snow Water Equivalent (SWE), l’altezza del manto nevoso al suolo espressa come millimetri d’acqua.

Lo *SWE* rappresenta la quantità di acqua equivalente ad una certa altezza del manto nevoso, ed è indispensabile per passare dai valori di intensità di precipitazione osservata ai valori di precipitazione liquida attiva. Viene quindi stimata l'intensità oraria di precipitazione liquida attiva, vale a dire la precipitazione che contribuisce effettivamente all'erosione, come funzione della precipitazione, della temperatura dell'aria e della copertura nevosa. Quando il valore dello *SWE* in un certo tempo è maggiore di zero, allora la precipitazione liquida attiva è uguale a zero, perché la presenza di copertura nivale al suolo protegge il suolo dall'effetto erosivo della precipitazione; quando lo *SWE* è uguale a zero allora la precipitazione liquida attiva corrisponde alla precipitazione osservata:

$$i_{e,t} = \begin{cases} 0 & \text{se } SWE_t > 0 \\ i_t & \text{se } SWE_t = 0 \end{cases}$$

Dove i_t [mm h⁻¹] è l'intensità di precipitazione mentre $i_{e,t}$ [mm h⁻¹] l'intensità di precipitazione liquida attiva.

Solo a questo punto è possibile calcolare il fattore R [t ha⁻¹ mese⁻¹] tramite la formulazione proposta da Sun, Cornish e Daniell (2002):

$$R = \sum_{t=1}^{n_h} 0.138 \times i_{e,t}^2$$

Dove n_h rappresenta il numero di ore mensili, l'intensità di precipitazione liquida attiva oraria viene in questo modo aggregata a scala mensile.

Inoltre, il modello idrologico è stato simulato ad una risoluzione di 500 metri, quindi l'intensità di precipitazione e di conseguenza il fattore R vengono ottenuti alla stessa scala spaziale. Dal momento che il modello di erosione si vuole simulare ad una risoluzione spaziale di 100 metri, è stato necessario disaggregare le mappe mensili di R ottenute per ogni anno di studio a scala spaziale minore. È stato sufficiente, tramite il software Matlab, trasformare la matrice 68x110 in una 340x550 e assegnare il valore di ogni cella della matrice di partenza alle 25 celle corrispondenti nella nuova matrice.

Si riporta a titolo esemplificativo la mappa del fattore R annuale mediato sui dieci anni di studio del bacino.

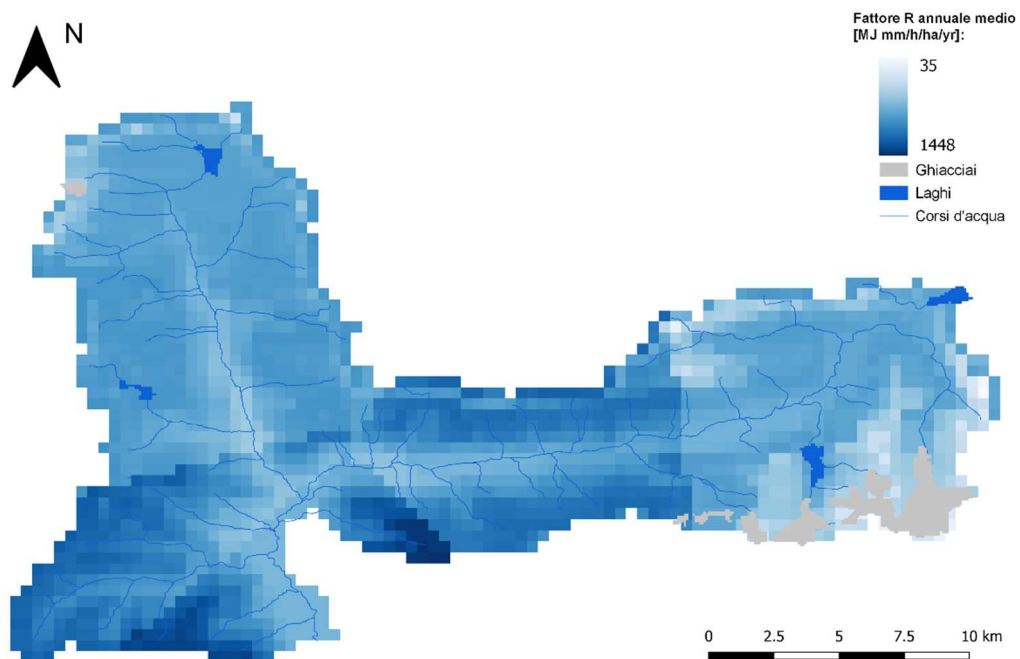


Figura 18. Mappa del fattore R annuale medio.

3.2.3 Fattore C

L'utilizzo della mappatura della copertura di suolo come input ai modelli di erosione è fondamentale in quanto ogni classe di copertura ha un effetto protettivo differente nei confronti dell'erosione, in particolar modo la vegetazione. Inoltre, risulta conveniente utilizzare i dati satellitari che descrivono nel tempo e nello spazio la dinamica della copertura, in questo modo si conosce la variabilità stagionale della copertura vegetale e i cambiamenti della copertura di suolo.

Dal manuale "Predicting soil erosion by water: a guide to conservation planning with the Revised Universal Soil Loss Equation (RUSLE)" si legge che il fattore C riflette l'effetto della vegetazione e delle pratiche di gestione agricola sulla velocità di erosione del suolo (Renard et al., 1997). Il fattore C indica come un piano di conservazione del territorio possa interferire con la perdita di suolo annuale. Si ricorda che il modello RUSLE è stato sviluppato inizialmente

per stimare la perdita di suolo nelle aree agricole, per questo motivo la formulazione del fattore C è data dal rapporto tra il valore dell'erosione di un campo coltivato con una certa coltura e quello di un campo non coltivato.

Nella letteratura successiva il fattore C si ottiene dalla moltiplicazione di diversi sotto fattori, quali la gestione del suolo coltivato, la protezione della superficie del suolo data dalla copertura vegetale, la riduzione dell'erosione data dalla copertura e dalla rugosità superficiale (Renard et al., 1997). Questa formulazione prevede un calcolo complesso dei vari sotto fattori dei quali non sempre è possibile ottenerne un valore attendibile.

Nel modello D-RUSLE il fattore C rappresenta più in generale il livello di protezione dall'erosione fornito dalla copertura e dall'uso del suolo. Valori di C uguali o molto vicini allo zero vanno a diminuire il tasso potenziale di erosione del suolo, sono attribuiti ad aree non erodibili, impermeabilizzate o coperte da affioramenti rocciosi coerenti, oppure ad aree con fitta vegetazione arborea.

Fattore C statico

In questo lavoro di tesi viene preso come primo riferimento lo studio di Panagos et al. a scala europea che mette in relazione la classe di copertura del suolo con un intervallo di valori del parametro C (Panagos, Borrelli, Meusburger, et al., 2015). In particolare, è stata considerata la formulazione proposta nella letteratura recente di analisi di un bacino alpino (Gianinetto et al., 2018) secondo cui viene assegnato un valore univoco di C per ogni classe di copertura del suolo.

Si riporta la tabella con i valori del fattore C assegnati per ogni classe di copertura del suolo, si ricorda che bassi valori del parametro significano elevata protezione del suolo da parte della copertura e quindi erosione di suolo limitata, mentre alti valori del parametro significano scarsa protezione del terreno da parte della copertura presente e quindi maggiore erosione.

Tabella 4. Valori del fattore C assegnati ad ogni classe di copertura di suolo (Gianinetto et al., 2018).

Nome classe copertura di suolo	Codice classe	Fattore C
Tessuto residenziale denso	111	0
Tessuto residenziale discontinuo	112	0
Insedimenti industriali, artigianali, commerciali	121	0
Reti stradali e spazi accessori	122	0
Aree portuali	123	0
Aeroporti ed eliporti	124	0
Aree estrattive	131	0
Discariche	132	0
Cantieri	133	0
Aree verdi urbane	141	0.0010
Aree ricreative e sportive	142	0.0100
Seminativi in aree non irrigue	211	0.3350
Seminativi in aree irrigue	212	0.2000
Risaie	213	0.1500
Vigneti	221	0.3454
Frutteti e frutti minori	222	0.2000
Oliveti	223	0.2163
Prati stabili	231	0.0988
Colture temporanee associate a colture permanenti	241	0.2323
Sistemi colturali e particellari complessi	242	0.1384
Aree prevalentemente occupate da colture agrarie con presenza di spazi naturali importanti	243	0.12332
Aree agroforestali	244	0.0881
Boschi di latifoglie	311	0.0013
Boschi di conifere	312	0.0013
Boschi misti di conifere e latifoglie	313	0.0013
Aree a pascolo naturale e praterie	321	0.0416
Brughiere e cespuglieti	322	0.055
Aree a vegetazione sclerofilla	323	0.0623
Aree a vegetazione boschiva e arbustiva in evoluzione	324	0.0242

Spiagge, dune e sabbie	331	0
Accumuli detritici e affioramenti litoidi privi di vegetazione	332	0
Aree con vegetazione rada	333	0.2509
Aree percorse da incendi	334	0.3427
Ghiacciai e nevi perenni	335	0
Vegetazione delle aree umide interne	411	0.0010
Vegetazione delle torbiere	412	0
Paludi salmastre	421	0
Saline	422	0
Zone intertidali	423	0
Alvei fluviali e corsi d'acqua artificiali	511	0
Bacini idrici naturali	512	0
Lagune	521	0
Estuari	522	0

Si riportano di seguito le mappe del fattore C ottenute assegnando ad ogni classe di copertura di suolo del bacino il valore del parametro riportato dalla tabella sopra esposta. La prima mappa mostra il fattore C costruito sulla mappa di copertura di suolo del 2012, la seconda mappa è costruita invece sulla mappa di copertura di suolo del 2018.

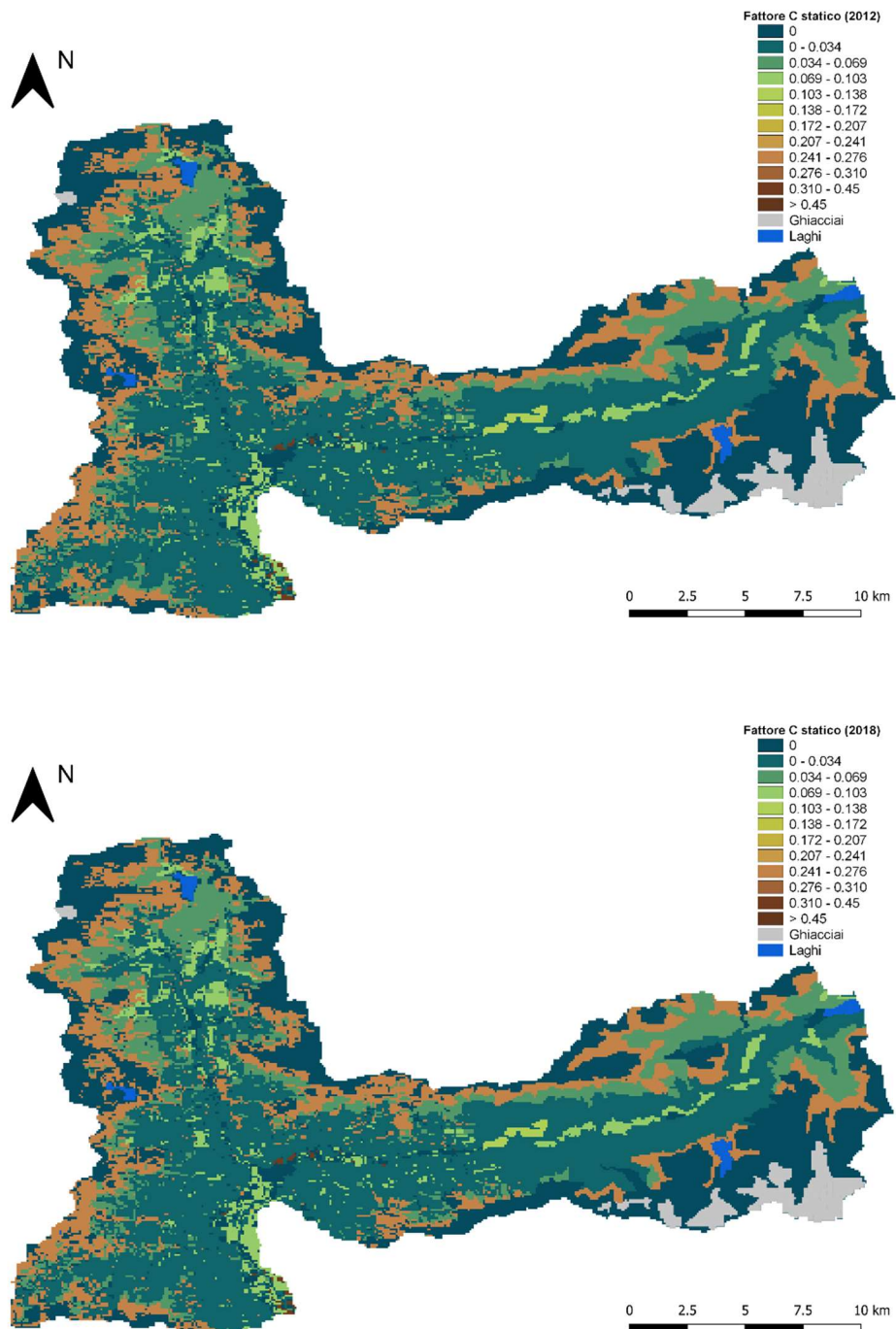


Figura 19. Mappe del fattore C statico, la prima costruita sulla copertura di suolo del 2012, la seconda sulla copertura di suolo del 2018.

Fattore C dinamico

Il fattore di copertura del suolo C dipende principalmente dalla presenza di vegetazione, questa rappresenta la protezione maggiore che una tipologia di copertura può fornire al suolo,

combattendo l'erosione di quest'ultimo. In funzione della tipologia di vegetazione, della quantità di biomassa e dello stato di salute delle piante cambia l'effetto protettivo nei confronti dell'erosione di suolo. Per questo motivo si è ritenuto opportuno ottenere informazioni sulla presenza effettiva della vegetazione e del suo stato nell'area di interesse negli anni di studio. Per avere informazioni sulla variazione della vegetazione nel tempo, dovuta sia alla variabilità stagionale sia ai cambiamenti di copertura a lungo termine, ci si è serviti della tecnica del telerilevamento. In particolare si è deciso di prendere in considerazione uno degli indici relativi alla vegetazione, il Normalized Difference Vegetation Index (NDVI).

Per tener conto della variazione stagionale della vegetazione e i cambiamenti di copertura di suolo a lungo termine si è integrato il metodo utilizzato per ottenere il fattore C statico con delle immagini satellitari acquisite negli anni di studio (M Aiello et al., 2018). In questo modo si è cercato di affinare il valore del fattore C statico in funzione delle informazioni sulla vegetazione ricavabili dalle immagini satellitari, in particolare dal valore dell'NDVI.

Si determina il fattore C a partire dagli intervalli di valori ammissibili per ogni classe di copertura di suolo (Panagos, Borrelli, Meusburger, et al., 2015). Si riporta di seguito la tabella con l'associazione delle classi di copertura di suolo all'intervallo dei valori ammissibili per il fattore C. Per le classi 141, 211 e 411 non sono stati trovati in letteratura degli intervalli di valori per il fattore C ma era specificato un unico valore, per questo motivo in tabella gli estremi dell'intervallo risultano uguali. Si elencano unicamente le classi di copertura presenti nel bacino di studio.

Tabella 5. Intervalli dei valori che può assumere il fattore C per ogni classe di copertura di suolo (Panagos, Borrelli, Meusburger, et al., 2015).

Nome classe copertura di suolo	Codice classe	Intervallo fattore C
Aree verdi urbane	141	0.001-0.001
Seminativi in aree non irrigue	211	0.335-0.335
Vigneti	221	0.15-0.45
Frutteti e frutti minori	222	0.1-0.3
Prati stabili	231	0.05-0.15

Aree prevalentemente occupate da colture agrarie con presenza di spazi naturali importanti	243	0.05-0.2
Boschi di latifoglie	311	0.0001-0.003
Boschi di conifere	312	0.0001-0.003
Boschi misti di conifere e latifoglie	313	0.0001-0.003
Aree a pascolo naturale e praterie	321	0.01-0.08
Brughiere e cespuglieti	322	0.01-0.1
Aree a vegetazione boschiva e arbustiva in evoluzione	324	0.003-0.05
Aree con vegetazione rada	333	0.1-0.45
Vegetazione delle aree umide interne	411	0.001-0.001

Viene eseguita l'elaborazione del fattore C dinamico per ogni stagione, estiva e invernale, nei dieci anni di studio del bacino. Per ogni mappa si ottiene un valore univoco di C ipotizzando che ci sia una relazione lineare tra NDVI e fattore C, per cui a seconda del valore di NDVI che ricade in una certa classe di copertura si assegna un certo valore di C. Si ricorda che minore è il valore che assume il fattore C, maggiore è la protezione e quindi minore è l'erosione.

Per costruire ogni mappa sono state utilizzate le seguenti formulazioni:

$$C_n = \begin{cases} C_{n,max} & \text{se } NDVI < NDVI_{n,min} \\ C_{n,max} + \frac{NDVI - NDVI_{n,min}}{NDVI_{n,max} - NDVI_{n,min}} (C_{n,min} - C_{n,max}) & \text{se } NDVI_{n,min} \leq NDVI \leq NDVI_{n,max} \\ C_{n,min} & \text{se } NDVI > NDVI_{n,max} \end{cases}$$

Dove $C_{n,min}$ è il minimo valore del fattore C per la classe di copertura n ; $C_{n,max}$ è il massimo valore del fattore C per la classe di copertura n ; $NDVI_{n,min}$ è il limite inferiore per la classe di copertura n , ed è stabilito uguale a $\mu_{NDVI} - \sigma_{NDVI}$; $NDVI_{n,max}$ è il limite superiore per la classe di copertura n , ed è stabilito uguale a $\mu_{NDVI} + \sigma_{NDVI}$.

Come mappa di copertura di base dalla quale ricavare la classe di copertura per ogni pixel è stata utilizzata la mappa di copertura 2012 per gli anni 2010-2014, mentre la mappa di copertura 2018 è stata utilizzata per costruire le mappe del fattore C negli anni 2015-2019.

Si riportano a titolo esemplificativo la mappa del fattore C mediato su tutte le estati e la mappa del fattore C mediato su tutti gli inverni.

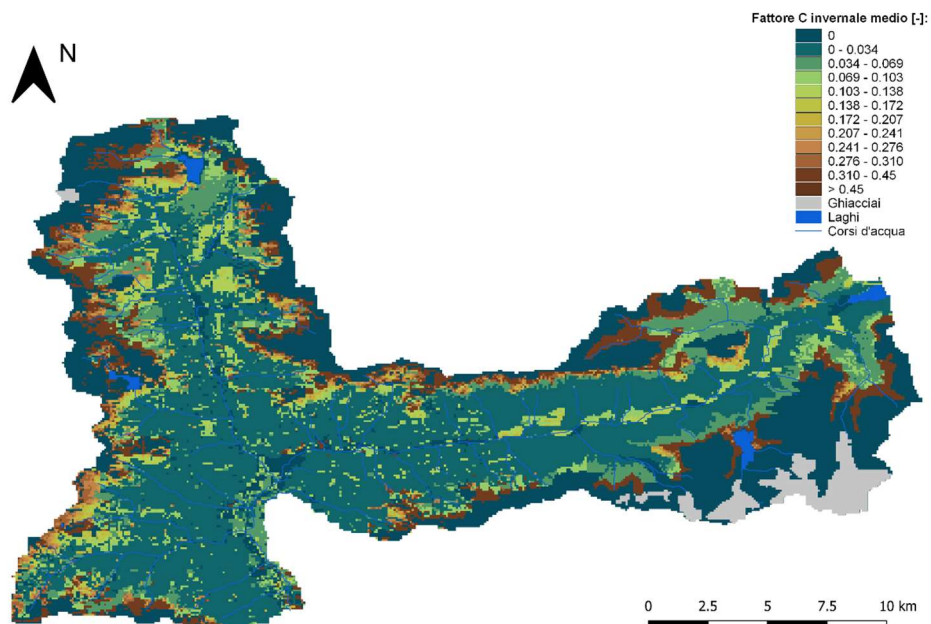
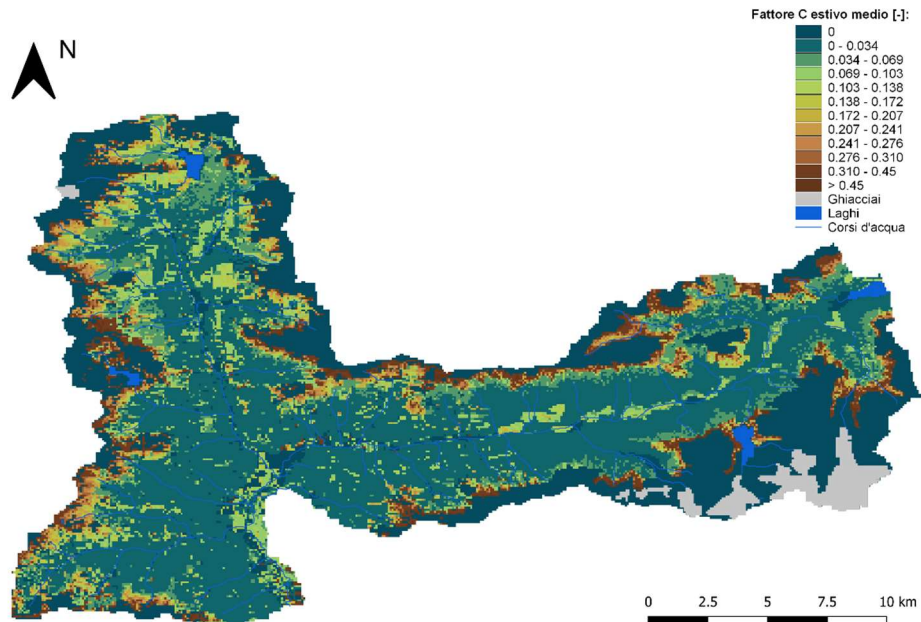


Figura 20. Mappe del fattore C dinamico, la prima è la media delle mappe del fattore C su tutti i mesi estivi, la seconda è mediata sugli inverni.

3.2.4 Fattore K

Il fattore K rappresenta l'erosività del suolo come conseguenza della struttura del suolo e del suo contenuto organico, infatti questi due fattori influenzano l'attitudine del suolo ad essere eroso dagli agenti atmosferici. La formulazione originaria del parametro utilizzata nel modello RUSLE è quella proposta nel manuale di pianificazione della conservazione del suolo (Renard et al., 1997) e richiede la conoscenza della frazione della sostanza organica, della curva granulometrica, della tessitura e della classe di permeabilità al suolo.

$$K = \frac{2.1 \times 10^{-4} \times M^{1.4}(12 - OM) + 3.25 \times (s - 2) + 2.5 \times (p - 3) \times 0.1317}{100}$$

Dove OM [%] è il contenuto organico, s è classe strutturale del suolo (da $s = 1$ per suolo granulare molto fino a $s = 4$ per suolo a blocchi), p è la classe di permeabilità (da $p = 1$ se diffusione molto veloce a $p = 6$ se molto lenta), infine M è classe di tessitura, che viene ottenuta tramite un'ulteriore formulazione:

$$M = (m_{silt} + m_{vfs}) \times (100 - m_c)$$

Con m_c [%] a rappresentare la frazione di contenuto di argilla, m_{silt} [%] di limo e m_{vfs} [%] di sabbia molto fine.

Poiché non erano disponibili tutte queste informazioni per l'intera area di studio è stato utilizzato un metodo alternativo (Fantappiè et al., 2015). Secondo questa ultima formulazione sono sufficienti la tessitura e il contenuto di sostanza organica per avere una stima del parametro K:

Tabella 6. Valori del fattore K per le diverse classi di tessitura e in funzione del contenuto di carbonio organico totale (TOC) nel suolo (Fantappiè et al., 2015).

Classi di tessitura	Fattore K	
	TOC < 1.16 [%]	TOC > 1.16 [%]
Sabbiosa	0.0040	0.0013
Franco sabbiosa	0.0066	0.0053
Limosa	0.0561	0.0514

Franco sabbiosa	0.0184	0.0158
Franca	0.0448	0.0342
Franco limosa	0.0540	0.0487
Franco sabbiosa argillosa	0.0263	0.0263
Franco argillosa	0.0435	0.0369
Franco limosa argillosa	0.0461	0.0395
Argilloso sabbiosa	0.0277	0.0277
Argilloso limosa	0.0356	0.0342
Argillosa	0.0316	0.0277

Viene riportata in seguito la mappa del fattore K costruita sulla base della tabella sopra descritta.

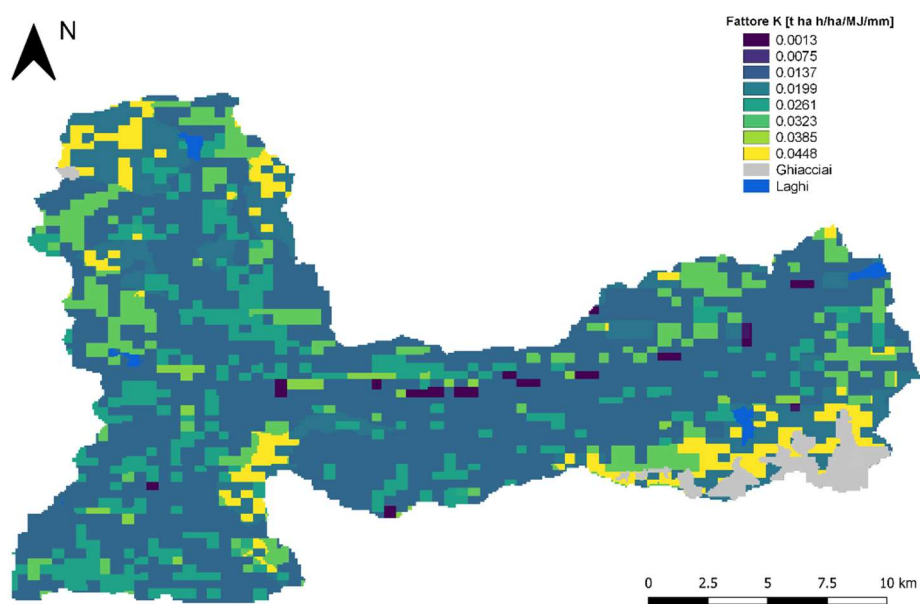


Figura 21. Mappa del fattore K.

3.2.5 Fattore LS

Il fattore LS rappresenta le caratteristiche topografiche, descrive l'impatto della lunghezza e della pendenza dei pendii del territorio sull'erosione del suolo. Il fattore è univoco per l'intero periodo di studio ed è ricavato tramite la funzione ls-factor, field based implementata in SAGA. La funzione è nel modulo di analisi del terreno – idrologico e si sceglie di utilizzare l'equazione di Desmet e Govers (1996). Il fattore viene calcolato a partire dalla mappa di elevazione del bacino, il Digital Elevation Model, proiettato nel sistema UTM zona 32N. In QGIS i calcoli sono automatici, la funzione non fa altro che calcolare la pendenza, l'esposizione e il flow accumulation del bacino, per ottenere il fattore LS tramite la seguente formulazione:

$$LS = \frac{(A_{in} + D^2)^{\left(\frac{\beta}{\beta+1}+1\right)} - A_{in}^{\left(\frac{\beta}{\beta+1}+1\right)}}{x^{\left(\frac{\beta}{\beta+1}\right)} \times 22.13^{\left(\frac{\beta}{\beta+1}\right)} \times D^{\left(\frac{\beta}{\beta+1}+2\right)}} \times S$$

$$\beta = \frac{\frac{\text{sen}(\theta)}{\text{sen}(5^\circ)}}{0.56 + 3 \times [\text{sen}(\theta)]^{0.8}}$$

$$x = |\text{sen}(a)| + |\cos(a)|$$

$$S = \begin{cases} 10.8 \times \text{sen}(\theta) + 0.03 & \text{se } \theta < 5^\circ \\ 16.8 \times \text{sen}(\theta) - 0.5 & \text{se } \theta \geq 5^\circ \end{cases}$$

Dove A_{in} [m²] è l'area contribuyente alla cella, D [m] è la dimensione della cella, 22.13 [m] è la lunghezza della cella RUSLE standard, a [°] è l'esposizione della cella, θ [°] è la pendenza della cella, 5 [°] è la pendenza della cella RUSLE standard.

Si riporta di seguito la mappa del fattore topografico LS costruita come sopra descritto.

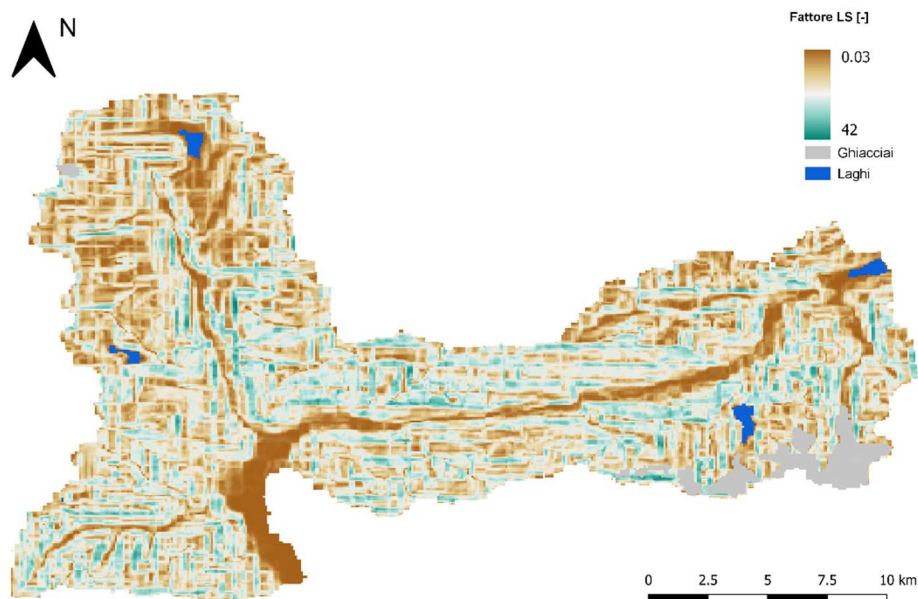


Figura 22. Mappa del fattore LS.

3.2.6 Fattore P

Il fattore P rappresenta l'influenza delle pratiche anti-erosive sul territorio e secondo la definizione nel manuale "Predicting soil erosion by water: a guide to conservation planning with the Revised Universal Soil Loss Equation (RUSLE)" (Renard et al., 1997), P è il rapporto tra la perdita di suolo di un campo con una specifica pratica di supporto anti-erosiva e la corrispondente perdita di suolo di un campo con lavorazione secondo la massima pendenza del versante. La lavorazione del campo ha effetto sull'erosione del suolo in quanto influenza il ruscellamento superficiale, la sua direzione e la sua quantità. Il fattore P è adimensionale e il suo valore dovrebbe variare tra 0 e 1. Valori più bassi di P indicano che sono state adottate pratiche di gestione più idonee a ridurre l'erosione del suolo, mentre per i territori su cui non sono in atto pratiche di conservazione del suolo si pone $P = 1$.

Si è visto che il mantenimento in buone condizioni delle vecchie terrazze nei pressi della località Pianazzola, previene l'erosione limitando il ruscellamento e favorendo l'infiltrazione dell'acqua nel terreno. La zona interessata dalle terrazze all'interno del bacino è però molto poco estesa rispetto alla totalità dell'area di studio e non ci sono informazioni sufficienti sul loro stato né sugli interventi messi in atto nelle altre zone del bacino per limitarne l'erosione.

Per questo motivo nell'implementazione del modello D-RUSLE in questo elaborato non viene considerata nessuna pratica di gestione anti-erosiva e P viene posto uguale ad 1.

3.3 Scenari climatici

Tra gli obiettivi dell'Accordo di Parigi ci sono quello di "...mantenere l'aumento della temperatura media globale ben al di sotto di 2 °C rispetto ai livelli preindustriali, e proseguire l'azione volta a limitare l'aumento di temperatura a 1,5° C..." (art. 2) e quello di «...raggiungere il picco globale di emissioni di gas ad effetto serra al più presto possibile... raggiungere un equilibrio tra le fonti di emissioni antropogeniche e gli assorbimenti di gas ad effetto serra nella seconda metà del corrente secolo...» (art. 4).

Questo lavoro di tesi prevede l'analisi degli scenari futuri di erosione di suolo nel bacino del fiume Mera, considerando le proiezioni dei dati di temperatura e precipitazione sulla base dei cambiamenti climatici. Si vuole predire l'erosione futura tramite gli scenari idrologici futuri, a partire dai dati di temperatura e precipitazione ottenuti dagli scenari climatici proposti dall'Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC). In questo modo è possibile ottenere l'andamento futuro delle variabili idrologiche caratteristiche del bacino a partire dall'anno 2020 fino al 2100.

Le Alpi rappresentano uno degli ecosistemi più vulnerabili d'Europa, si trovano al confine tra la zona mediterranea più asciutta e quella settentrionale più umida. Nell'ultimo secolo la temperatura della regione alpina è aumentata di 2°C, e la maggior parte delle proiezioni climatiche si aspettano un ulteriore aumento di temperatura nel futuro. Per quanto riguarda le precipitazioni invece ci si aspetta estati più secche e inverni più umidi, ma non tutti gli scenari prospettano la stessa situazione (Gobiet et al., 2014).

Negli ultimi tempi le attenzioni per i cambiamenti climatici sono cresciute enormemente, per questo motivo la ricerca sull'argomento ha portato alla creazione di tecniche computazionali avanzate e allo sviluppo di numerosi modelli climatici.

3.3.1 Proiezioni climatiche

Le proiezioni climatiche forniscono la probabilità con cui determinate variazioni del clima possono verificarsi nei prossimi decenni, in relazione a diverse possibili evoluzioni dello sviluppo socio-economico globale (Gualdi et al., 2011). Diversi andamenti delle emissioni di gas climalteranti in atmosfera comportano la definizione di diversi scenari da parte dell'IPCC, caratterizzati da condizioni differenti.

L'Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) è il principale organismo internazionale per la valutazione dei cambiamenti climatici. L'IPCC è stato istituito nel 1988 dalla World Meteorological Organization (WMO) e dallo United Nations Environment Programme (UNEP) allo scopo di fornire al mondo una visione chiara e scientificamente fondata dello stato attuale delle conoscenze sui cambiamenti climatici e sui loro potenziali impatti ambientali e socio-economici.

L'IPCC esamina e valuta le più recenti informazioni scientifiche, tecniche e socio-economiche prodotte in tutto il mondo, e importanti per la comprensione dei cambiamenti climatici. Non fa ricerca né realizza il monitoraggio di dati e parametri correlati al clima. Migliaia di ricercatori provenienti da tutto il mondo contribuiscono al lavoro dell'IPCC su base volontaria. Il processo di revisione è un elemento fondamentale delle procedure IPCC per assicurare una valutazione completa e obiettiva delle informazioni attualmente disponibili.

L'IPCC è un organo intergovernativo aperto a tutti i Paesi membri delle Nazioni Unite e della WMO. Attualmente, fanno parte dell'IPCC 195 Paesi. I governi partecipano al processo di revisione e alle sessioni plenarie, dove sono prese le principali decisioni sui programmi di lavoro dell'IPCC, e dove vengono accettati, approvati e adottati i Rapporti.

L'attività principale dell'IPCC consiste nel produrre periodicamente Rapporti di Valutazione scientifica sullo stato delle conoscenze nel campo del clima e dei cambiamenti climatici (Assessment Reports).

Nel quinto Assessment Report (AR5) vengono delineati i Representative Concentration Pathways (RCPs), proiezioni future delle forzanti radiative. La forzante radiativa è la misura dell'influenza che un fattore ha nell'alterare il bilancio di energia in entrata e in uscita dal sistema terra e atmosfera, ed è un indice dell'importanza del fattore stesso come un potenziale meccanismo di cambiamento climatico. Ogni scenario RCP determina un insieme di dati futuri di cambiamenti di uso di suolo e di emissioni degli inquinanti in aria, valori che vengono assunti in base alle politiche climatiche previste per il XXI secolo.

In questo lavoro sono stati presi in considerazione gli scenari del sesto Assessment Report (AR6), il cui report uscirà solo nel 2021 ma la cui parte di ricerca e sviluppo è stata già pubblicata. Gli scenari AR6 si differenziano dagli AR5 per l'aggiunta di scenari sociali, economici e politici agli scenari di emissione. In pratica, alla forzante delle emissioni di gas climalteranti (RCPs) si aggiungono drivers come la popolazione, l'istruzione, la crescita economica, l'urbanizzazione, che vengono calcolati in CO₂ equivalente, quindi altri fattori partecipano all'aumento della forzante radiativa in W/m².

Gli Shared Socio-Economic Pathways (SSPs) sono stati sviluppati per integrare gli RCPs, e descrivono cinque scenari futuri alternativi socio-economici (O'Neill et al., 2016):

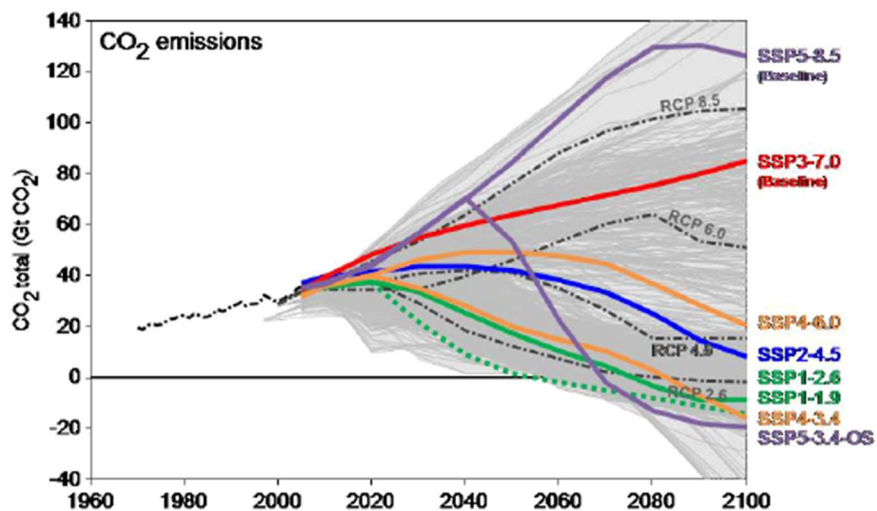
- SSP1: sviluppo sostenibile
- SSP2: scenario a sviluppo intermedio
- SSP3: rivalità regionale
- SSP4: sviluppo con forti diseguaglianze
- SSP5: sviluppo con tanti combustibili fossili

In questo lavoro di tesi sono stati utilizzati quattro SSP rappresentativi del potenziale clima futuro, dove il numero affiancato ad ogni SSP fa riferimento al RCP sul quale è stato costruito il nuovo scenario:

- SSP1 – 2.6, prevede un aumento della temperatura media entro i 2°C fino al 2100, un aumento della copertura vegetazionale globale ed è conseguenza dell'attuazione di politiche socioeconomiche che mirano allo sviluppo sostenibile.

- SSP2 – 4.5, prevede dei valori futuri intermedi all'interno dei range possibili delle forzanti radiative.
- SSP3 – 7.0, rappresenta uno scenario peggiore rispetto ai due precedenti, si colloca nella fascia medio-alta dei valori delle forzanti radiative. Prevede una diminuzione della copertura vegetale globale e elevate emissioni di gas serra.
- SSP5 – 8.5, è lo scenario che prevede emissioni che producono una forzante radiativa di 8.5 W/m² a fine secolo, conseguenza di politiche che mirano allo sviluppo per mezzo dei combustibili fossili.

Si riportano i grafici che descrivono l'andamento nel XXI secolo delle emissioni e concentrazioni di CO₂, della forzante radiativa antropogena e della variazione della temperatura media globale, secondo i diversi scenari.



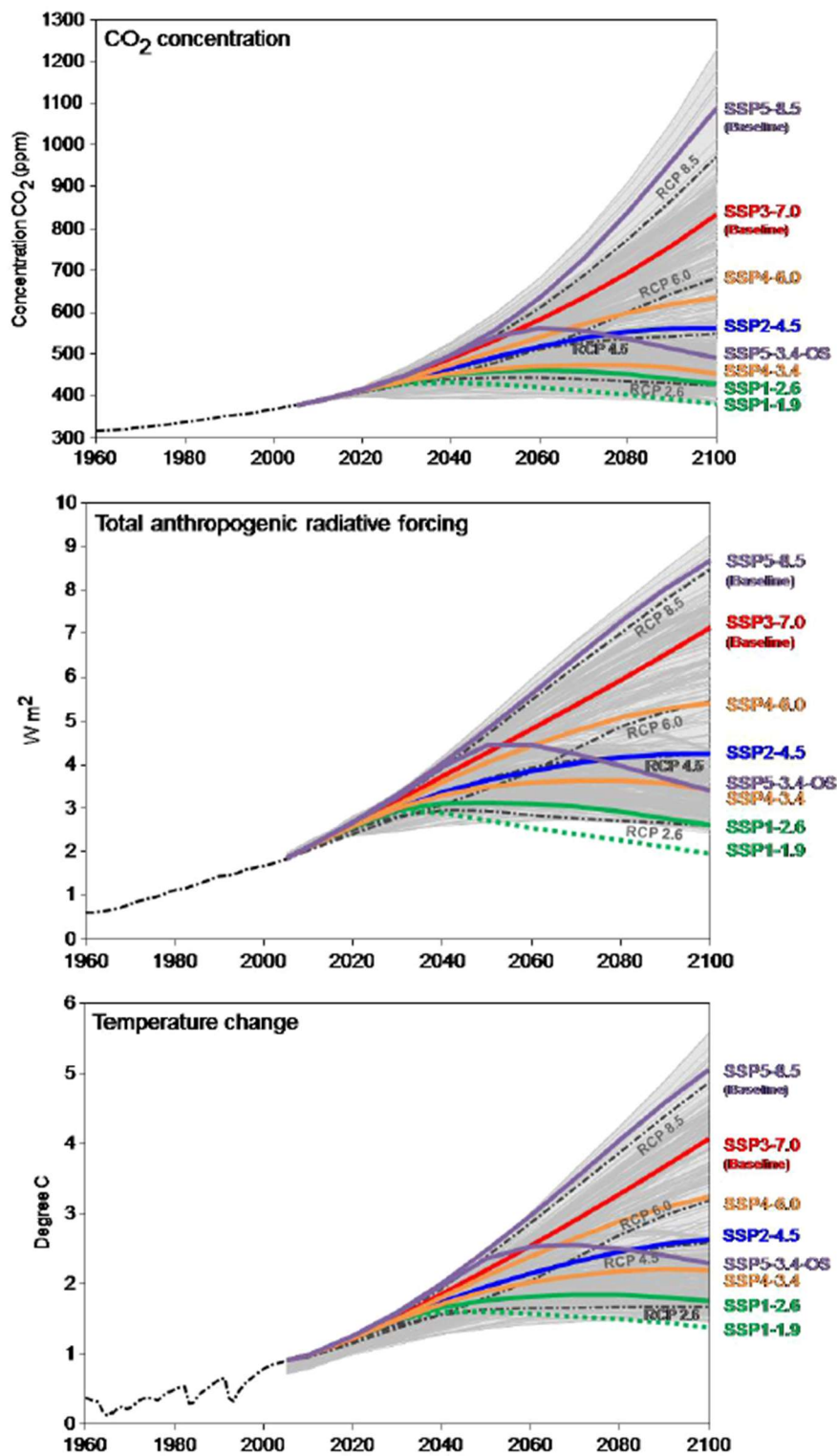


Figura 23. Emissioni e concentrazioni di CO₂, della forzante radiativa antropogena e della variazione della temperatura media globale, per il XXI secolo secondo i diversi scenari (O'Neill et al., 2016).

3.3.2 Modelli climatici

Le proiezioni climatiche si ottengono dalla stima delle variazioni del clima futuro che viene fornita dai modelli climatici. Si distinguono i modelli globali di circolazione generale atmosfera-oceano (AOGCM) che riproducono le caratteristiche medie osservate del clima ad una risoluzione orizzontale di 250-600 km, e i Regional Climate Models (RCM) che valutano i cambiamenti climatici su scala regionale ad una risoluzione orizzontale di 10-50 km.

In questo lavoro sono stati utilizzati tre modelli climatici: EC-Earth, CESM e ECHAM. Sono modelli globali che descrivono la fisica dell'atmosfera e degli oceani, si basano su modelli di circolazione atmosfera-oceano.

Il modello European Community Earth-System Model (EC-Earth) è stato sviluppato da un consorzio composto da 27 istituti di ricerca europei, con lo scopo di promuovere la cooperazione internazionale e l'accesso alla conoscenza e ai dati. Il modello è costituito da due parti, una parte modella l'atmosfera e l'altra gli oceani. In questo lavoro di tesi è stato utilizzato l'ultimo modello sviluppato: l'EC-Earth 3 (EC-Earth Consortium (EC-Earth), 2019).

Il modello Community Earth System Model (CESM) è stato sviluppato dal National Science Foundation (NSF) su richiesta del National Center for Atmospheric Research (NCAR) e nasce con l'intento di essere in prima linea nella modellazione climatica, rendendo il modello disponibile gratuitamente alla comunità scientifica. In questo lavoro è stata utilizzata la seconda versione del modello: CESM2 (Danabasoglu et al., 2020).

Il modello ECHAM è una componente del modello MPI-ESM, sviluppato dal Max Planck Institute for Meteorology, si tratta dell'Earth System Model versione 1.2. Nel lavoro di tesi viene utilizzata la componente del modello atmosferico ECHAM 6.3 (Mauritsen et al., 2019).

Gli output dei modelli climatici sono di varia natura, possono essere dati di precipitazione, temperatura dell'aria, pH dell'oceano, temperatura dell'oceano. Nel caso specifico di questo lavoro sono stati utilizzati i dati di precipitazione e temperatura futuri da inserire in input al modello idrologico.

Per questo lavoro sono state utilizzate le proiezioni di temperatura e precipitazione fino al 2100 di tre modelli climatici, negli scenari climatici SSP1-2.6, SSP2-4.5, SSP3-7.0 e SSP5-8.5, in totale si ha a che fare con 12 scenari futuri. Il periodo di controllo della simulazione per generare gli scenari futuri arriva fino al 31/12/2019, i dati simulati vanno dal 1/1/2020 al 31/12/2100. Gli ottanta anni di dati futuri di precipitazione e temperatura generati vengono utilizzati in input al modello idrologico, quindi vengono individuati due decenni (1/1/2051-31/12/2060, 1/1/2091-31/12/2100) per i quali è stata stimata l'erosione di suolo potenziale.

3.3.3 Il downscaling spaziale e temporale

A partire dai dati proiettati di letteratura si vogliono ottenere i dati relativi agli scenari climatici specifici per l'area di interesse e alla risoluzione temporale necessaria al modello di erosione, a questo scopo viene introdotto il concetto di downscaling, spaziale e temporale rispettivamente.

I modelli climatici utilizzati portano a dei risultati con scala spaziale superiore a 200 km di lato cella, per utilizzare i dati nel modello di erosione del bacino del Mera è necessario incrementare la risoluzione spaziale per rappresentare in modo opportuno i fenomeni a scala locale.

Per il downscaling spaziale viene utilizzata una procedura di tipo statistico, si individuano delle relazioni empirico-statistiche tra le variabili a larga scala simulate dal modello globale e le variabili di interesse osservate a scale locale. Da queste relazioni si proietta l'andamento delle variabili di interesse nel futuro, in corrispondenza della celle in cui sono presenti le stazioni meteo. Il vantaggio di questo approccio statistico è che si ottengono informazioni puntuali dal basso costo computazionale, lo svantaggio è che si basa sull'assunzione che le relazioni empirico-statistiche individuate siano valide per le proiezioni climatiche future.

Il metodo di downscaling utilizzato è lo Stochastic Space Random Cascade (SSRC), un metodo statistico stocastico a cascata "random". Questo metodo prevede due step principali: il primo è specifico per ogni modello climatico globale e serve per ottenere la precipitazione media giornaliera sul bacino che sia coerente con quella osservata.

Si definisce la precipitazione giornaliera media osservata sul bacino R_{GAO} per il periodo di controllo, si indica con R_{GCM} la precipitazione giornaliera media simulata dal modello climatico globale. La correzione di R_{GCM} affinché sia consistente con R_{GAO} avviene con il downscaling, tramite un processo moltiplicativo random che considera l'intermittenza della precipitazione e il tasso di precipitazione, chiamato $Bias_{GAO}$.

$$\begin{aligned}
 Bias_{GAO} &= R_{GAO}/R_{GCM} = B_{GAO}B_0W_0 \\
 P(B_0 = 0) &= 1 - p_0 \\
 P(B_0 = p_0^{-1}) &= p_0 \\
 E[B_0] &= p_0^{-1}p_0 + 0(1 - p_0) = 1 \\
 W_0 &= e^{(w_0 - \sigma_{w_0}^2/2)} \\
 E[W_0] &= 1 ; w_0 = N(0, \sigma_{w_0}^2)
 \end{aligned}$$

Dove B_{GAO} , p_0 e $\sigma_{w_0}^2$ sono parametri del modello da calibrare a partire dai dati. Il termine B_{GAO} è costante e forza il valore medio giornaliero R_{GAO} ad uguagliare R_{GCM} . B_0 è un "β model generator", rappresenta la probabilità che R_{GAO} per un dato giorno non sia nullo, a condizione che R_{GCM} sia positivo, modellizzata da una distribuzione binomiale. Il termine W_0 è detto "strictly positive generator", è utilizzato per dare variabilità alla precipitazione nei periodi piovosi.

Infatti, mentre la precipitazione osservata R_{GAO} presenta l'alternanza tra lunghi periodi secchi e grandi quantità di precipitazione durante gli altri periodi, la precipitazione stimata dal modello climatico globale R_{GCM} mostra un'intermittenza molto minore. Si ricorda che affinché il ciclo idrologico sia rappresentato in modo opportuno è necessario che sia mantenuta l'intermittenza della precipitazione nel tempo così come la media giornaliera della precipitazione (Groppelli, Soncini, et al., 2011). La media e la varianza della precipitazione e della temperatura rimangono invariate tra il periodo di controllo e la proiezione futura.

Il secondo step riguarda la disaggregazione spaziale della precipitazione, a differenza del primo questo procedimento è specifico per il bacino e non dipende dal modello climatico globale utilizzato, ma rappresenta la variabilità spaziale della precipitazione (Groppelli, Bocchiola, et al., 2011). La variabilità spaziale della precipitazione giornaliera è modellata con

la cascata “random” (SSRC), tramite una struttura ad albero ramificata. Ogni livello dell’albero rappresenta un reticolo, le cui dimensioni delle celle coincidono con la risoluzione associata alla precipitazione osservata, la risoluzione del reticolo aumenta con l’andare verso il basso dello schema. L’intermittenza della precipitazione è modellata dall’esplicita dipendenza dall’intensità di pioggia, mentre la variabilità da un rumore moltiplicativo casuale a media unitaria.

Il metodo del downscaling è necessario anche per la variabile temperatura, per trasformare l’output del modello climatico globale con risoluzione maggiore di 200 km ad un risoluzione di 500 m adeguata al modello idrologico. Si è confrontata la temperatura giornaliera del modello climatico globale T_{GCM} con quella osservata in corrispondenza delle stazioni meteo. Per ogni mese dell’anno i si è calcolato il gradiente della temperatura rispetto all’altitudine $r_{T,i}$ (°C/km). Poi è stata calcolata la temperatura media mensile $T_{GCM,i}$ e l’altitudine di riferimento A_{GCM} a cui corrisponde la quella temperatura.

$$T_{GCM,i} = T_{0,i} - A_{GCM,i} r_{T,i}$$

Dove $T_{0,i}$ è la temperatura al livello del mare. Successivamente viene calcolata la temperatura ad altitudini diverse in tutto il bacino per un dato giorno in un dato mese utilizzando la temperatura giornaliera del modello globale e il gradiente $r_{T,i}$.

$$T_{j,d} = T_{GCM,d} - (A_j - A_{GCM,i}) r_{T,i}$$

A valle del downscaling spaziale giornaliero si è effettuato un downscaling orario per entrambe le variabili di precipitazione e temperatura. A partire dalle serie giornaliere di precipitazione e temperatura per ogni stazione si ottengono le serie orarie.

Per quanto riguarda la precipitazione, il downscaling orario è molto simile al downscaling giornaliero sopra riportato. Viene generata una serie random oraria secondo il metodo Stochastic Space Random Cascade e vengono introdotti due parametri di calibrazione che correggono la serie, kint e sigma. Le serie orarie, quella futura e quella osservata, con e senza considerare gli zero devono mantenere: la stessa media, la stessa varianza, lo stesso coefficiente di variazione e la stessa percentuale di ore con precipitazione nulla.

Si riporta la formulazione per il downscaling della variabile temperatura:

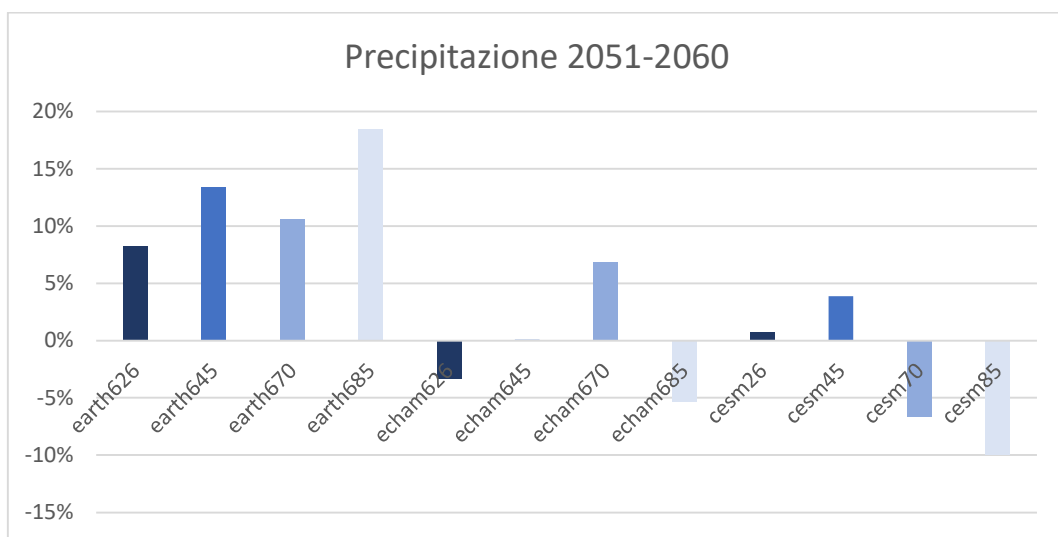
$$T_h((i - 1) * 24 + h) = T_{media}(i) + \frac{\Delta T(i)}{2} * \sin \left(\frac{\pi}{2} + 2\pi * h - \frac{shift}{periodo} \right)$$

Dove i rappresenta il giorno e h rappresenta l'ora, $\Delta T(i)$ è la differenza tra T_{min} e T_{max} di quel giorno, il $periodo$ è uguale a 24, lo $shift$ è il parametro da calibrare in modo tale che la temperatura media giornaliera $T_{media}(i)$ rimanga uguale.

3.3.4 Elaborazione dati meteo

Si riporta una sintesi dei dati di precipitazione e temperatura media sul bacino relativi al prossimo secolo, ottenuti dal modello idrologico che ha avuto in input le proiezioni delle variabili per tutte le stazioni. In particolare, si riporta la variazione delle variabili ottenute dal downscaling nei due decenni futuri (2051-2060 e 2091-2100) con quelle osservate nel periodo di controllo (2010-2019). Gli scenari climatici con i modelli climatici globali differiscono enormemente uno dall'altro se si guarda alla quantità di precipitazione e ai regimi di temperatura che ne conseguono.

Si riportano i grafici della variazione percentuale della precipitazione annua mediata nei due decenni futuri per i diversi scenari e modelli climatici rispetto al valore della precipitazione annua mediata sul decennio di controllo, $P_{cum} = 1676.23$ mm/anno.



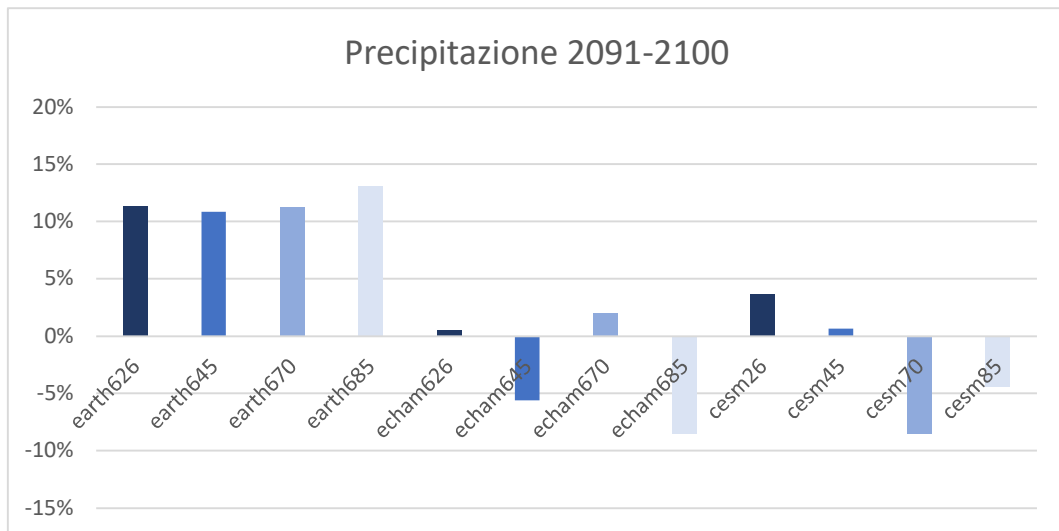


Figura 24. Variazione percentuale della precipitazione media nei decenni futuri 2051-2060 e 2091-2100 rispetto alla precipitazione media nel periodo di controllo, secondo i diversi scenari climatici.

Per entrambi i decenni di studio, se ad alcuni scenari corrisponde un aumento della quantità di precipitazione nel decennio, a significare anni futuri caratterizzati da fenomeni di precipitazione sempre più intensi, ad altri scenari corrisponde una diminuzione delle precipitazioni, per cui si prevedono anni futuri più aridi. In generale, sia le variazioni positive sia quelle negative di precipitazione media sono contenute.

Infatti al variare del modello di circolazione globale climatico utilizzato cambiano i risultati del downscaling. Il modello EC-Earth riporta per entrambi i decenni e per tutti gli scenari variazioni positive delle precipitazioni. Il modello Echam6 proietta variazioni negative per lo gli scenari SSP 8.5 e SSP 2.6 nel primo decennio, mentre per SSP 7.0 nell'ultimo decennio. Il modello Cesm vede variazioni negative della precipitazione per gli scenari SSP 7.0 e 8.5.

In seguito, si riportano i grafici della variazione percentuale della temperatura media annuale nei due decenni futuri per i diversi scenari e modelli climatici rispetto al valore della temperatura media annuale sul decennio di controllo, $T_{media} = 4.6 \text{ }^{\circ}\text{C}$.

Entrambi i decenni futuri sono caratterizzati da un aumento importante della temperatura media, nel secondo decennio la variazione positiva è considerevole, in particolar modo negli scenari SSP 7.0 e SSP 8.5.

Per il decennio 2051-2060 si ha una differenza compresa tra +0.9 °C e +3.2 °C, tutto sommato l'aumento di temperatura rimane contenuto. Nell'ultimo decennio del XXI secolo le temperature predette arrivano fino a +6.2 °C per lo scenario SSP 8.5 relativo al modello climatico CESM.

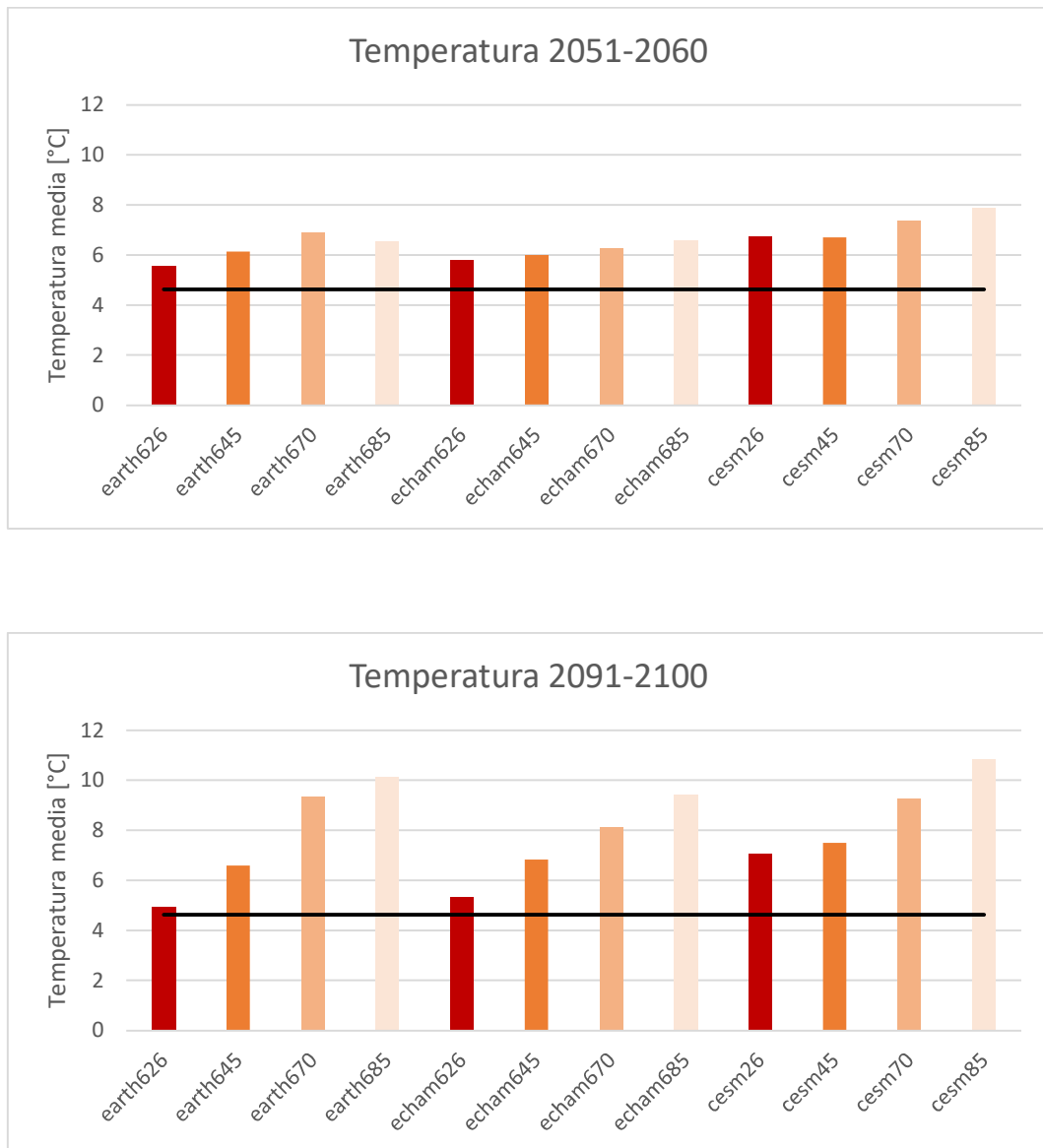


Figura 25. Variazione della temperatura media nei decenni futuri 2051-2060 e 2091-2100 secondo i diversi scenari climatici. La temperatura media nel periodo di controllo è rappresentata dalla linea nera in entrambi i grafici.

4. Risultati e discussione

4.1 Calibrazione e validazione modello idrologico

La calibrazione del modello idrologico a scala oraria è stata effettuata partendo dai valori dei parametri utilizzati per il modello a scala giornaliera. Per valutare che la calibrazione del modello sia stata effettuata correttamente e che la simulazione del modello sia buona, si confrontano gli idrogrammi osservati e simulati. Si esegue un'analisi delle portate mensili e annuali medie e si calcolano gli indici statistici che forniscono un'indicazione sulla somiglianza delle portate simulate rispetto alle osservate. In particolare, si utilizza il calcolo statistico della differenza delle portate per ogni anno e sul periodo totale di calibrazione, tramite 2 indici statistici: l'errore percentuale e il Nash-Sutcliffe Efficiency (*NSE*):

$$e = \frac{\bar{Q}_m - \bar{Q}_0}{\bar{Q}_0}$$

$$NSE = 1 - \frac{\sum_{t=1}^T Q_m^t - Q_0^t}{\sum_{t=1}^T (Q_0^t - \bar{Q}_0)}$$

Dove \bar{Q}_m è la media delle portate simulate, \bar{Q}_0 la media delle portate osservate, Q_m^t la portata simulata all'istante t , Q_0^t la portata osservata all'istante t e T la durata dell'intervallo temporale simulato. Si definisce il periodo di calibrazione che va dal 2010 al 2015, e il periodo di validazione dal 2016 al 2019.

Tabella 7. Per ogni anno di calibrazione e validazione si riporta la portata osservata Q_{oss} e la portata simulata dal modello Q_{mod} , è stato calcolato l'errore percentuale annuale e mediato sugli anni di calibrazione e validazione, l'NSE a scala mensile e giornaliera.

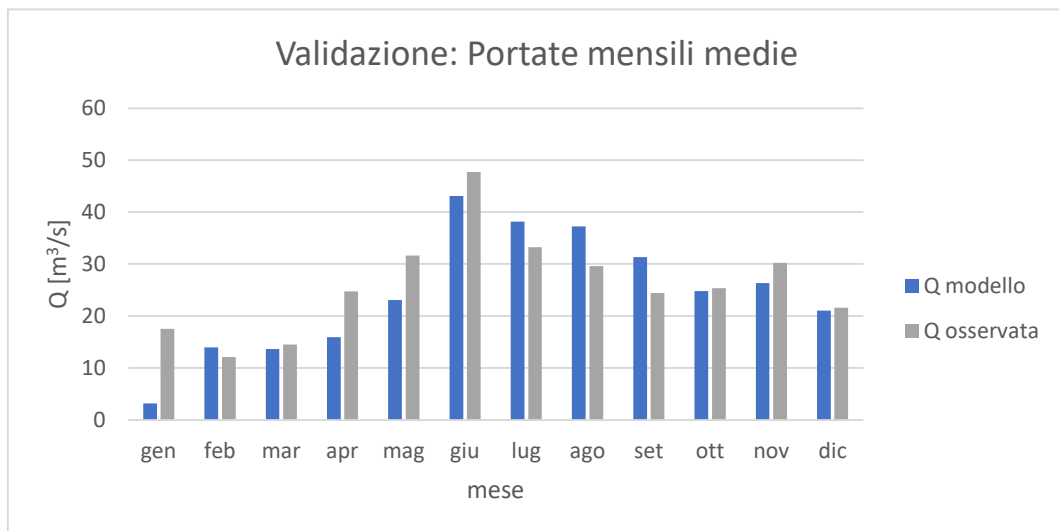
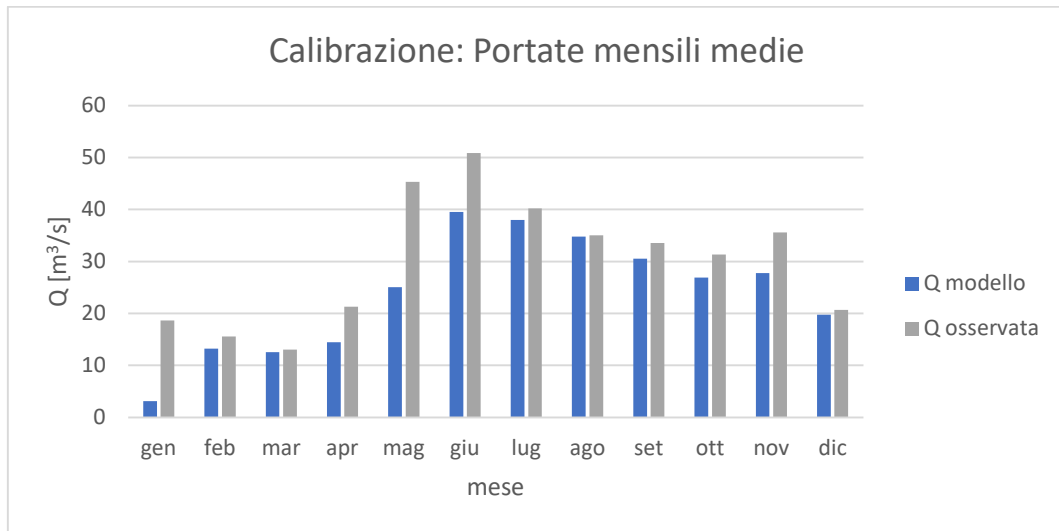
	anno	Q _{oss} [m ³ /s]	Q _{mod} [m ³ /s]	Diff	Diff	e%	e %	Scala mensile		Scala giornaliera
								NSE	NSE	NSE
Calibrazione	2010	28.67	17.67	-11.00	-6.26	-38.37%	-17.49%	-0.24	0.38	0.34
	2011	25.22	24.49	-0.73		-2.88%		0.83		
	2012	24.58	22.59	-1.99		-8.10%		0.61		
	2013	28.05	23.74	-4.31		-15.38%		0.32		
	2014	43.53	29.79	-13.74		-31.56%		0.24		
	2015	30.61	24.80	-5.81		-18.98%		0.22		
Validazione	2016	22.12	23.20	1.08	-2.09	4.86%	-7.90%	0.69	0.48	0.38
	2017	24.95	22.91	-2.04		-8.17%		0.50		
	2018	26.87	23.76	-3.11		-11.56%		-0.14		
	2019	31.73	27.45	-4.28		-13.49%		0.62		

Analizzando gli indici statistici considerati si può comprendere se si ha una sovrastima o sottostima della portata simulata rispetto quella osservata ($e > 0$ o $e < 0$ rispettivamente), se si ha una buona o cattiva corrispondenza delle portate simulate rispetto quelle osservate ($NSE \rightarrow 1$ o $NSE < 0$ rispettivamente).

Sulla base del risultato della calibrazione risulta che a scala mensile il modello idrologico ha sottostimato la portata nel bacino, tutti i valori mensili sono negativi, la media sul periodo di calibrazione restituisce un valore di errore del -17.5%. A scala mensile e giornaliera la corrispondenza tra le portate simulate rispetto a quelle osservate è abbastanza buona, infatti $NSE_{mensile} = 0.38$ e $NSE_{giornaliero} = 0.34$.

Si nota un miglioramento degli indici statistici nella fase di validazione, rispetto alla calibrazione. Ad esclusione dell'anno 2016 per cui si ha una sovrastima della portata simulata

rispetto a quella osservata, l'errore percentuale è negativo ed ha un valore minore rispetto alla fase di calibrazione. L'NSE ha dei valori maggiori rispetto alla fase di calibrazione, c'è una buona corrispondenza delle portate simulate rispetto quelle osservate.



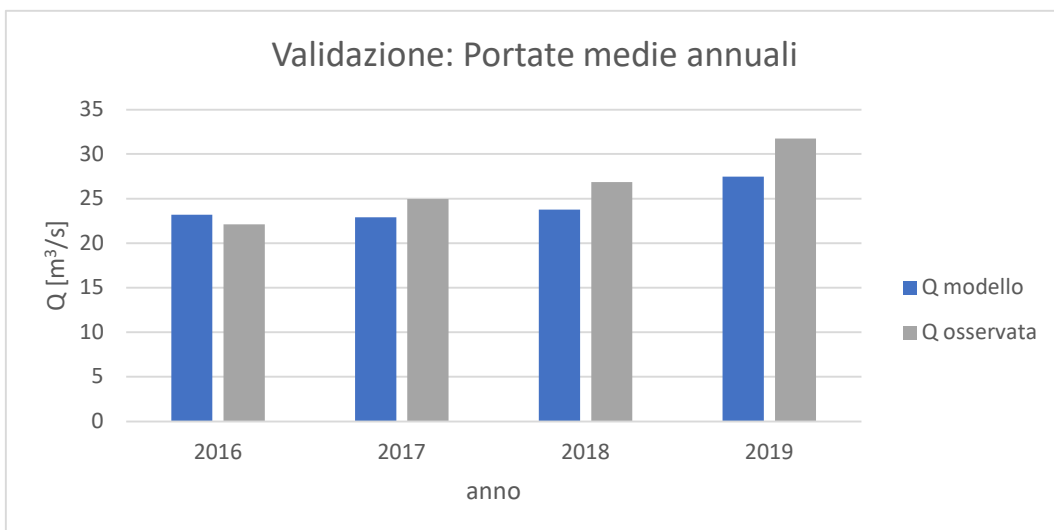
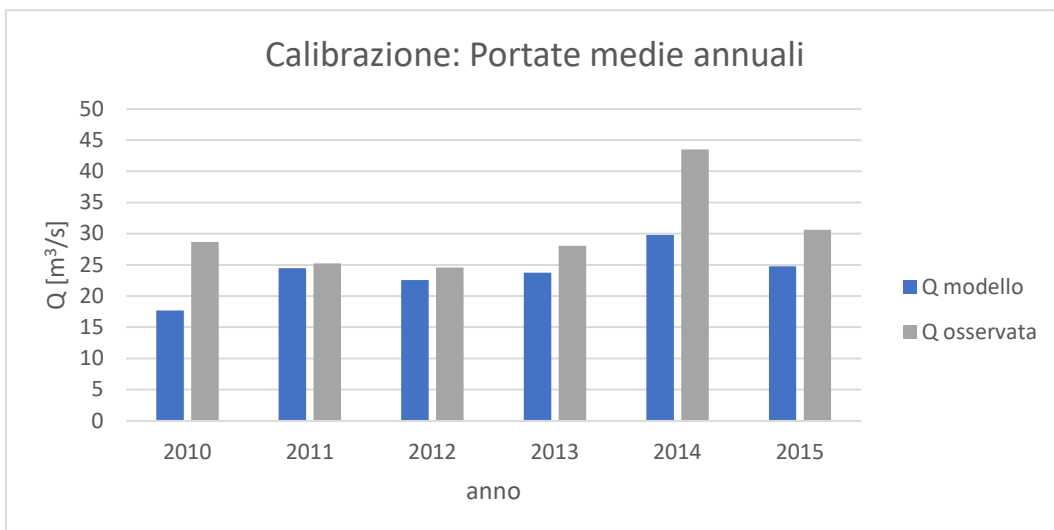


Figura 26. I primi due grafici mettono a confronto la portata mensile media osservata con quella simulata dal modello, nel periodo di calibrazione e in quello di validazione. Il terzo e il quarto grafico confrontano la portata annuale media osservata con quella simulata dal modello.

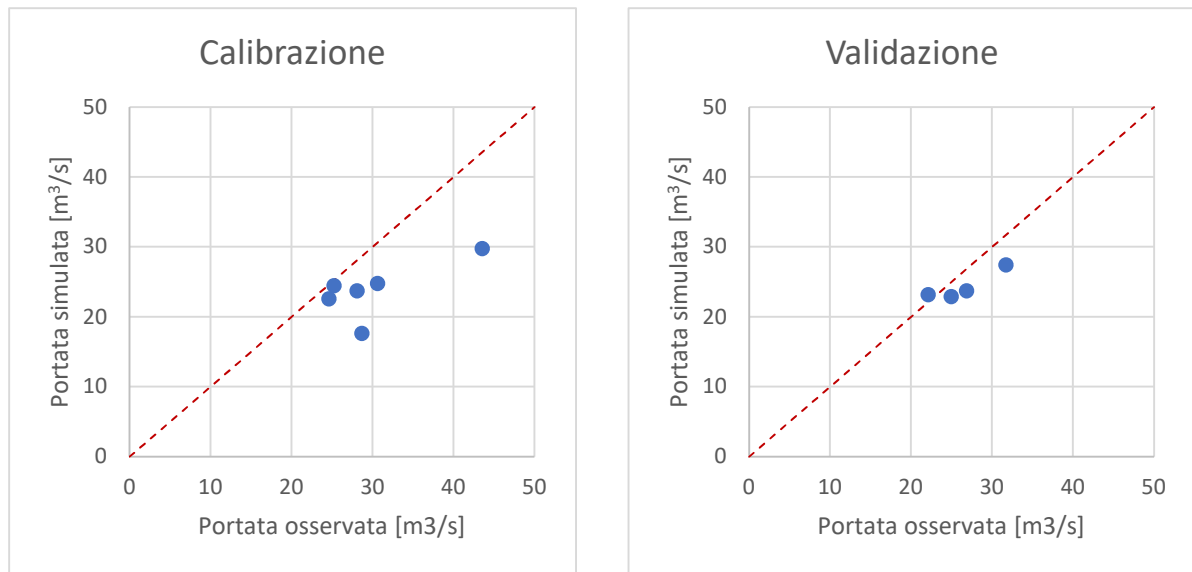


Figura 27. Si graficano i punti che hanno come ascissa la portata annuale media osservata e come ordinata la portata annuale media simulata dal modello. Maggiore è la vicinanza dei punti alla bisettrice I-III quadrante, maggiore è la corrispondenza tra portata osservata e portata simulata.

4.2 Calibrazione modello di erosione

Le misure di portata e torbidità vengono acquisite con lo scopo di calibrare il modello di erosione D-RUSLE utilizzato in questo elaborato. A partire dai dati osservati si ottengono i valori di materiale solido sospeso in alveo, che vengono quindi confrontati con i valori di perdita di suolo stimati dal modello. Il sensore di torbidità legge dei valori diversi da zero in corrispondenza di fenomeni di precipitazione intensa, a cui corrisponde un elevato trasporto solido, una maggiore portata in alveo e un'erosione di suolo notevole.

La stazione di misura di torbidità è posizionata nei pressi di Chiavenna, per questo motivo è necessario identificare il sotto bacino idrografico relativo alla sezione di chiusura in corrispondenza della stazione. Il sotto bacino rappresentato in verde nell'immagine ha una superficie pari a 26400 ha, circa il 45% dell'area totale del bacino.

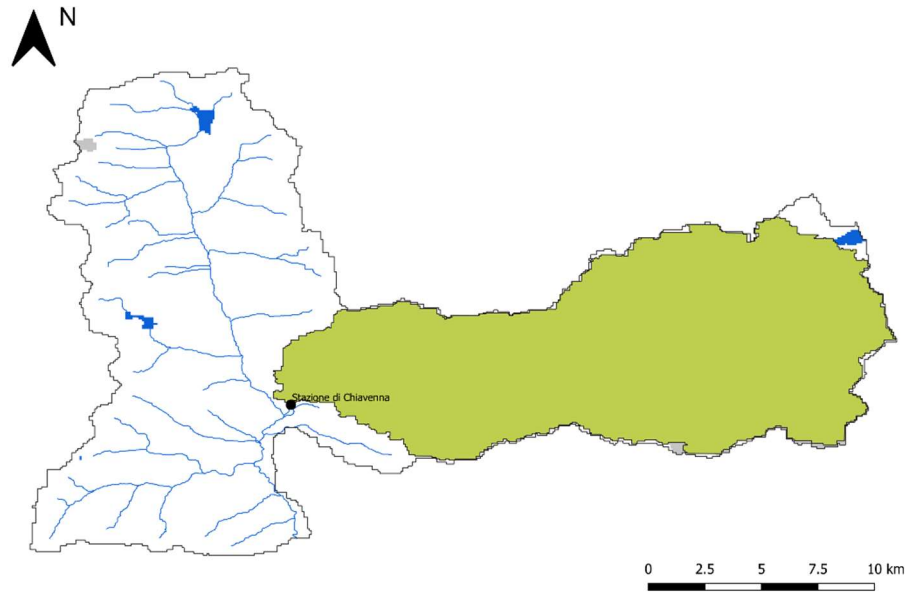
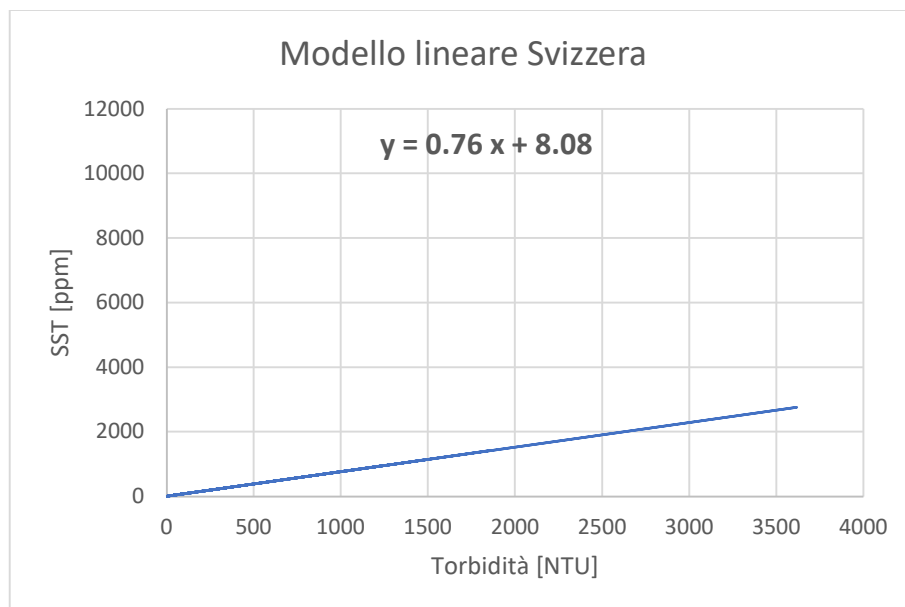


Figura 28. In verde il sotto bacino relativo alla sezione di chiusura in corrispondenza della stazione di Chiavenna.

Non viene effettuata una vera e propria calibrazione del modello di erosione, ma piuttosto una verifica dell'ordine di grandezza della perdita di suolo stimata dal modello di erosione con i valori di trasporto solido osservati. In realtà, la stazione misura la torbidità e dai valori di torbidità (NTU) si ricava una stima dei Solidi Sospesi Totali (SST) che identificano il trasporto solido in alveo. Per produrre i valori di trasporto solido a partire dai dati di torbidità osservati si è proceduto in tre modi, utilizzando tre formulazioni diverse:



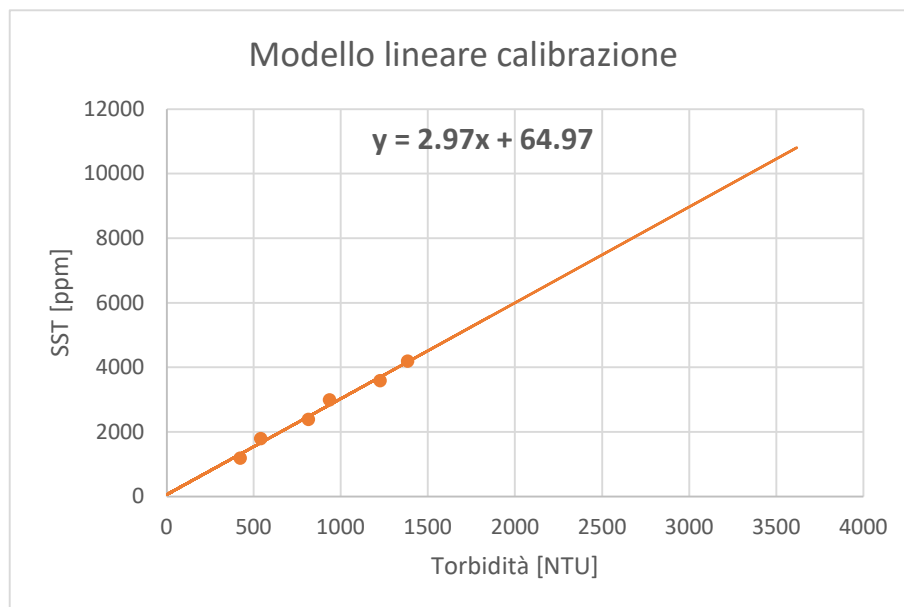
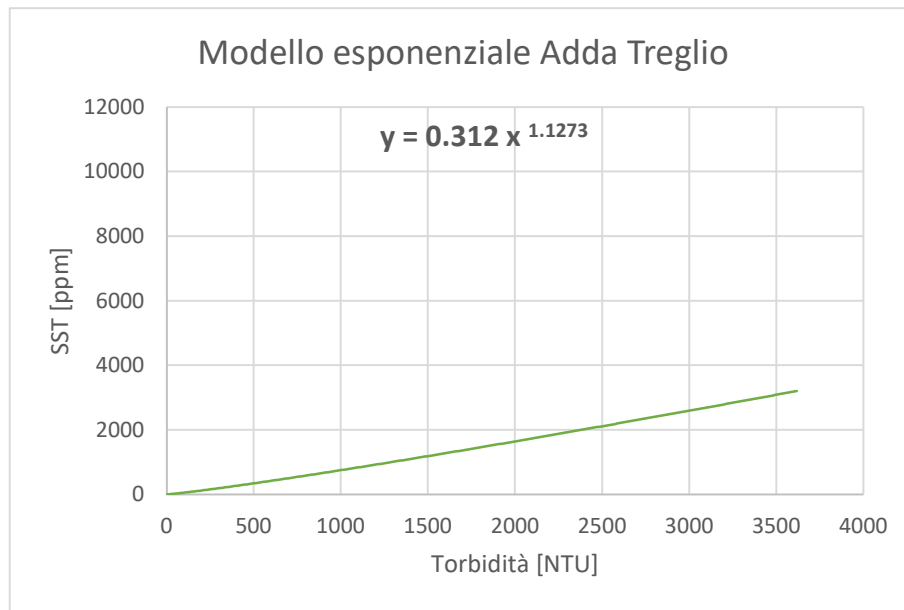


Figura 29. Formulazioni e rappresentazioni dei modelli NTU-SST. Nell'ultimo grafico sono rappresentati anche i punti sperimentali utilizzati per la calibrazione.

- Formula di letteratura lineare, secondo la quale il coefficiente angolare della retta vale 0.76 e l'intercetta 8.08 (Schindler Wildhaber et al., 2012);
- Formula di letteratura esponenziale, con fattore dell'espressione pari a 0.312 ed esponente 1.1273 (Simoni et al., 2018);

- Formulazione lineare data dalla calibrazione del torbidimetro, con coefficiente angolare 2.97 e intercetta 64.97, che quindi restituisce letture di SST molto elevate rispetto alle altre due formulazioni.

Si riporta la media mensile dei valori di trasporto solido [$t\ month^{-1}$] secondo le tre formulazioni nel periodo di misurazione (15/07/2020-26/01/2021):

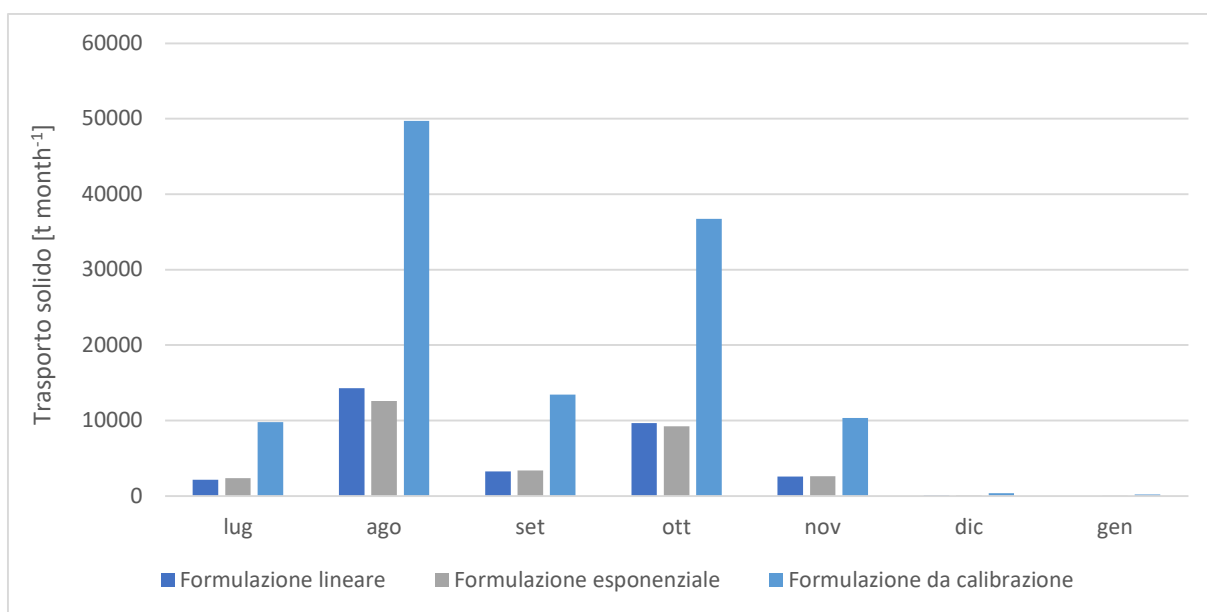


Figura 30. Trasporto solido [$t\ month^{-1}$] secondo le diverse formulazioni di letteratura e da calibrazione.

Per verificare la corrispondenza tra i valori di trasporto solido osservati e la perdita di suolo stimata dal modello si effettua innanzitutto la media dei valori cumulati medi mensili del trasporto solido.

Tabella 8. Trasporto solido cumulato mensile medio [$t\ month^{-1}$], con letteratura si intende la media tra i valori trovati con la formulazione lineare e quelli dalla formulazione esponenziale.

	letteratura	calibrazione
Trasporto solido cumulato mensile medio [$t\ month^{-1}$]	4453.02	17214.87

Questi valori vengono confrontati con l'erosione media mensile stimata per l'area del sotto bacino di riferimento nel decennio di studio 2010-2019. Vengono effettuate due elaborazioni diverse: nel primo caso viene calcolata la media mensile dell'erosione del sottobacino

considerando tutti i mesi dell'anno, nel secondo caso vengono mediati i valori mensili di erosione soltanto per i mesi di cui si hanno a disposizione i valori di trasporto solido (da luglio a gennaio). Per entrambi i casi è stata calcolata l'erosione mensile media [$t\ ha^{-1}\ month^{-1}$] a partire dalle mappe di erosione totale e ritagliando la superficie del sottobacino di interesse. L'erosione mensile media del sottobacino [$t\ month^{-1}$] è stata calcolata moltiplicando il valore di erosione mensile media per la superficie [ha] del sottobacino idrografico.

Tabella 9. Erosione mensile media del sotto bacino considerato, nel caso 1 si sono considerati tutti i mesi dell'anno nella media, nel caso 2 si è effettuata la media dei valori di erosione mensili da luglio a gennaio.

	Caso 1	Caso 2
Erosione mensile media [$t\ ha^{-1}\ month^{-1}$]	0.980	1.17
Erosione mensile media sottobacino [$t\ month^{-1}$]	25872.00	30888.00
SST _{letteratura} /erosione [%]	17.21%	14.42%
SST _{calibrazione} /erosione [%]	66.54%	55.73%

Sono state riportate le percentuali di trasporto solido rispetto all'erosione potenziale, sia nel caso del trasporto solido ottenuto dalla media delle formulazioni di letteratura sia dalla calibrazione. In entrambi i casi il trasporto solido è minore rispetto all'entità dell'erosione stimata, infatti non tutto il suolo eroso raggiunge il corso d'acqua sotto forma di sedimento. Quando il trasporto solido viene stimato con l'espressione della calibrazione, questo rappresenta una buona percentuale dell'erosione totale potenziale, circa il 65% nel primo caso e circa il 55% nel secondo.

4.3 Risultati modello di erosione

La stima di perdita di suolo media viene calcolata sui terreni proni all'erosione, vale a dire sulle zone boschive, sulle aree semi naturali e sulle aree agricole. L'erosione del suolo potenziale è stata stimata per il 71.2% della superficie del bacino (40865 ettari su un totale di 57392 ettari), il restante 28.8% corrisponde a superfici non erodibili, come le aree urbane, le aree ricoperte da accumuli detritici e affioramenti litoidi privi di vegetazione, i ghiacciai e i corpi idrici, a cui è stato assegnato un valore di erosione media pari a zero.

La combinazione di un alto fattore di erosività della precipitazione R e di un importante fattore LS a cause dei pendii rilevanti, risulta in un elevato fattore di erosione di suolo nell'area alpina rispetto alla media europea. Prendendo in considerazione i 10 anni di studio, il valore medio di erosione del suolo è risultato di $17.00 \text{ t ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ di suolo. A partire dall'area totale del bacino pari a 57392 ettari è possibile definire la quantità di suolo eroso mediamente dal bacino, che è pari a 975045 t yr^{-1} .

Inoltre, si fa riferimento alla perdita annua di suolo in termini di chili al metro quadro, per confrontarla con i valori raccomandati di massima perdita di suolo tollerabile (M. J. Kirkby, Royston Philip Charles Morgan, 1980). Noto che $17.00 \text{ t ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ corrispondono a 1.7 kg m^{-2} , si riporta che un valore di 1.1 kg m^{-2} è di norma ampiamente accettato come valore massimo annuo tollerabile. Ma i valori raccomandati variano con il tipo di suolo, se per suoli sottili e debolmente formati si propone una soglia massima di 0.5 kg m^{-2} , per suoli profondi si valuta 1.1 kg m^{-2} , per suoli naturalmente interessati da un'erosione, come in terreni montuosi con elevate precipitazioni, il valore limite arriva fino a 2.5 kg m^{-2} .

La mappa di erosione annuale media mostra l'erosione potenziale del suolo simulata con il modello D-RUSLE, sono stati aggregati a scala annuale i valori di erosione calcolati per ogni mese, quindi sono stati mediati sui dieci anni di studio.

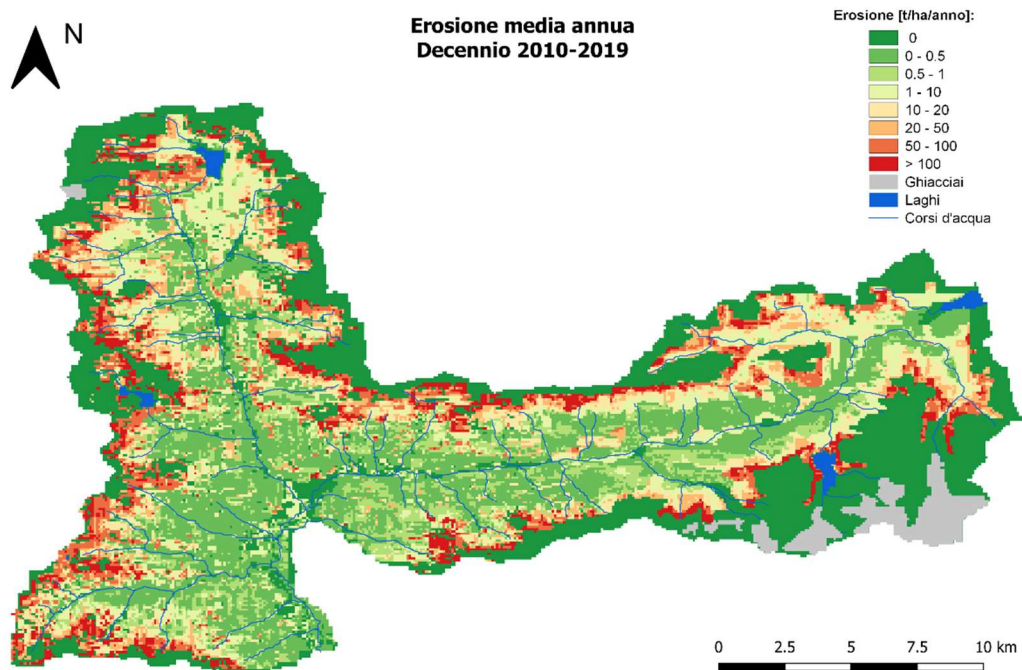


Figura 31. Mappa di erosione annua mediata sul decennio di controllo 2010-2019.

Si riporta di seguito un grafico a barre che mostra l'erosione media sul bacino ottenuta dalla simulazione del modello per ogni anno di studio:

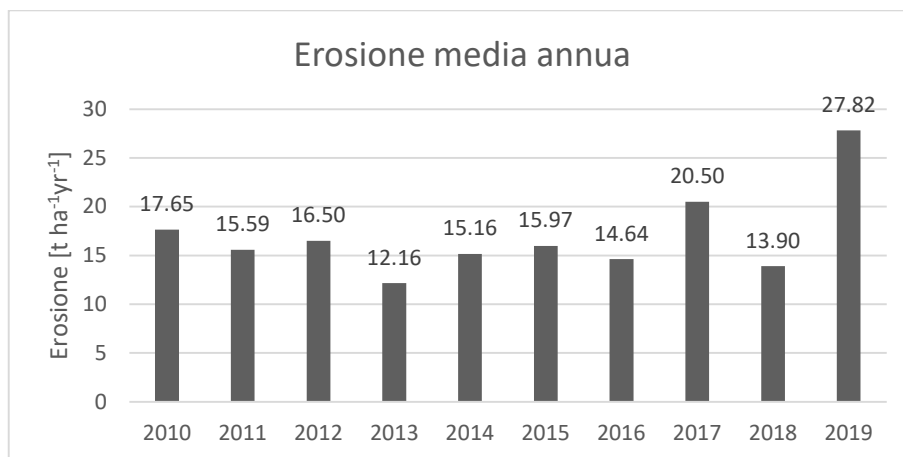


Figura 32. Il grafico riporta il valore di erosione media [t ha⁻¹yr⁻¹] stimata per ogni anno di studio.

Inoltre, si è suddivisa la mappa di erosione media annuale in 5 classi, per distinguere i diversi gradi di erosione, così suddivise:

Tabella 10. Corrispondenza tra le classi di erosione e l'intervallo di valori di perdita di suolo [$t\ ha^{-1}yr^{-1}$].

Classe di erosione	Perdita di suolo [$t\ ha^{-1}yr^{-1}$]
Assente	0
Bassa	0-1.4
Moderata	1.4-20
Alta	20-65
Severa	>65

Secondo le classi sopra definite è stata calcolata la superficie di bacino interessata dal processo erosivo di un certo grado, si riporta la superficie interessata dall'erosione in termini di percentuale rispetto all'area totale del bacino:

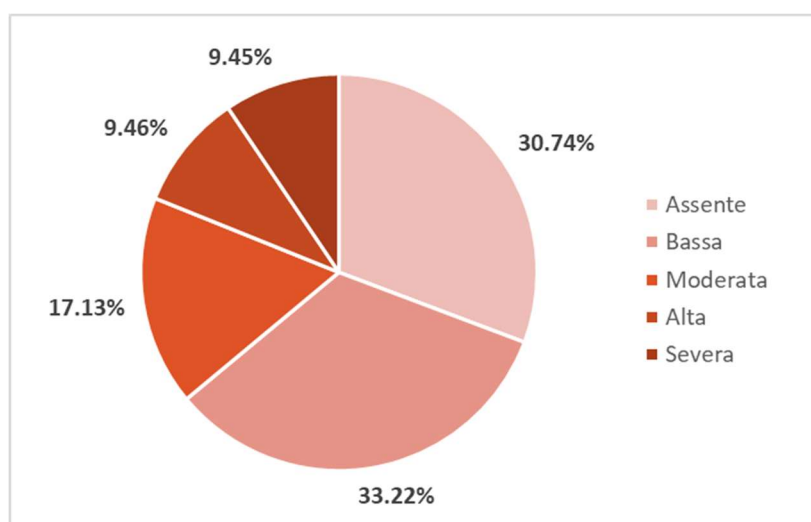


Figura 33. Grafico a torta che mostra la percentuale di area del bacino interessata da un certo grado di erosione.

Il modello di stima di erosione di suolo utilizzato tiene in considerazione la mappatura della dinamica della copertura nivale e della variabilità delle classi di copertura di suolo, è importante analizzare i risultati ottenuti tenendo conto di questo aspetto. Per questo motivo le mappe di erosione di suolo a scala mensile sono state aggregate in due stagioni per ogni anno, l'estate raggruppa i mesi da marzo ad agosto, l'inverno da settembre a febbraio. Si sono calcolati i valori di erosione medi sul bacino per entrambe le stagioni, la differenza è importante, se in estate l'erosione media è pari a $12.03\ t\ ha^{-1}$, in inverno l'erosione media è uguale a $4.96\ t\ ha^{-1}$.

Si riportano le mappe di erosione media estiva e invernale, è evidente la differenza nella distribuzione dell'erosione tra le due stagioni, la mappa estiva presenta un grado di erosione maggiore in tutta la fascia ad elevazione maggiore, dove in inverno probabilmente è presente neve che gioca un ruolo protettivo contro l'erosione del suolo.

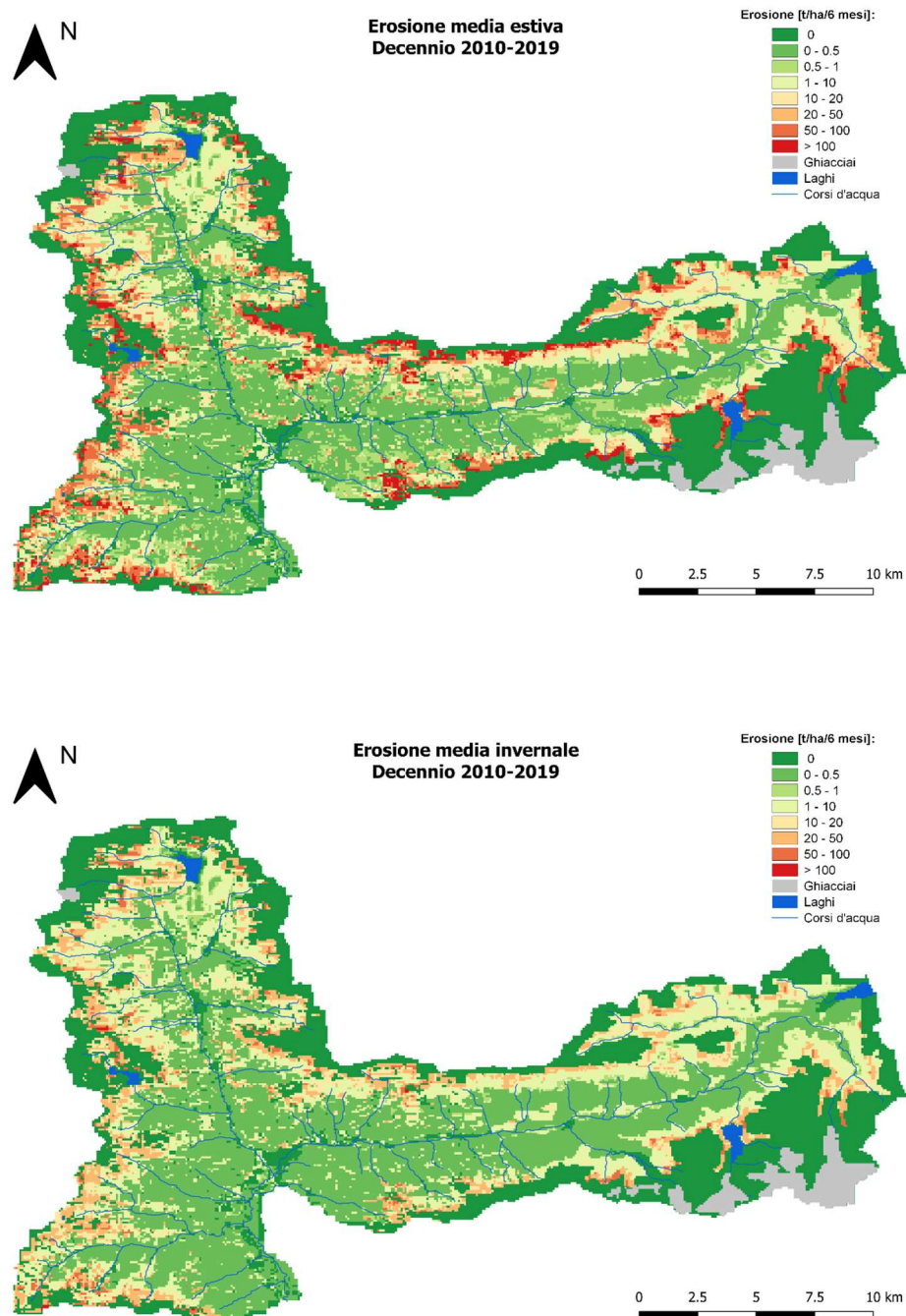


Figura 34. Mappe di erosione media stagionale, la prima mostra l'erosione media estiva, la seconda quella invernale.

Il grafico a barre sottostante mostra il valore dell'erosione media sul bacino per ogni anno di studio e si distingue il contributo stagionale, mediamente in inverno la stima di erosione risulta essere minore che in estate.

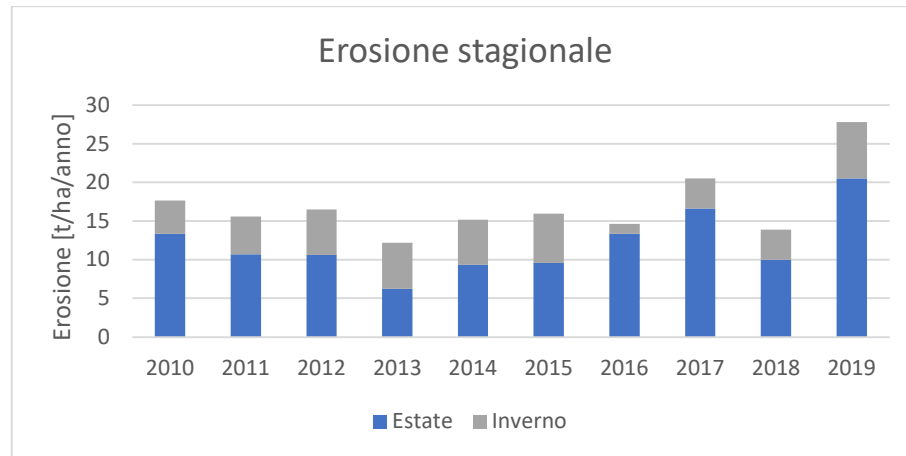


Figura 35. Grafico a barre che mette a confronto l'erosione media estiva ed invernale per ogni anno del decennio di studio.

Il bacino è stato suddiviso in tre zone a diversa elevazione per studiare la distribuzione dell'erosione potenziale sull'area di studio: zona a bassa elevazione (altitudine ≤ 1600 m s.l.m.), zona a media elevazione (altitudine compresa tra 1600 e 2200 m s.l.m.) e zona ad alta elevazione (altitudine ≥ 2200 m s.l.m.).

Il valore di erosione annuale mediato su tutto il bacino è pari a $17 \text{ t ha}^{-1}\text{anno}^{-1}$, si osserva che il valore diminuisce molto se si considera la fascia a bassa elevazione ($4.70 \text{ t ha}^{-1}\text{anno}^{-1}$), la fascia ad elevazione media restituisce un'erosione media elevata che supera i $25 \text{ t ha}^{-1}\text{anno}^{-1}$. La fascia ad elevazione maggiore ha un valore medio un po' minore rispetto alla zona ad elevazione media in quanto la maggior parte degli affioramenti rocciosi, tipo di terreno non interessato all'erosione, si trova in questa fascia.

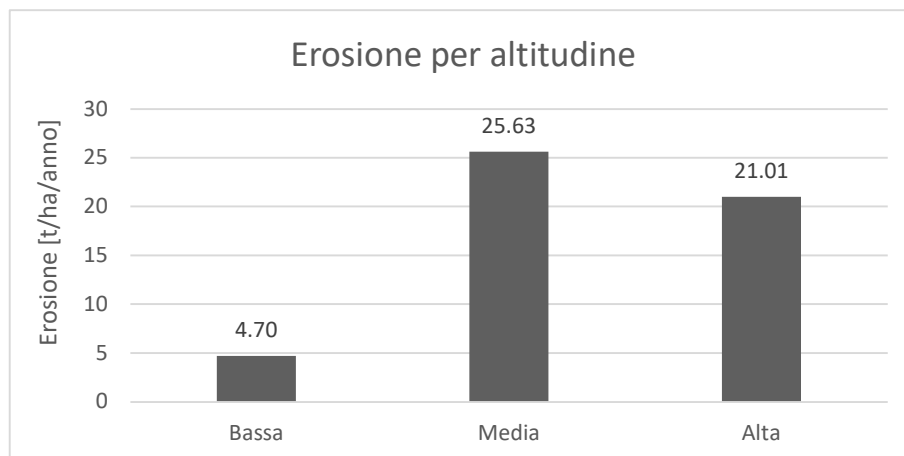
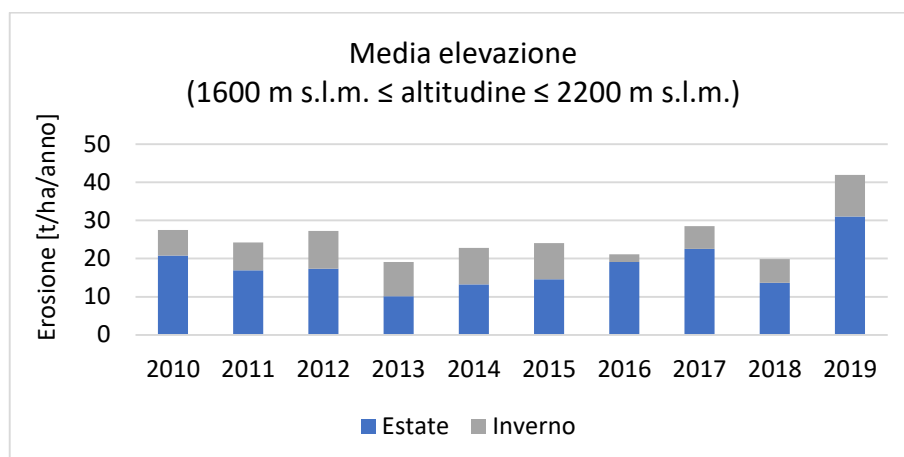
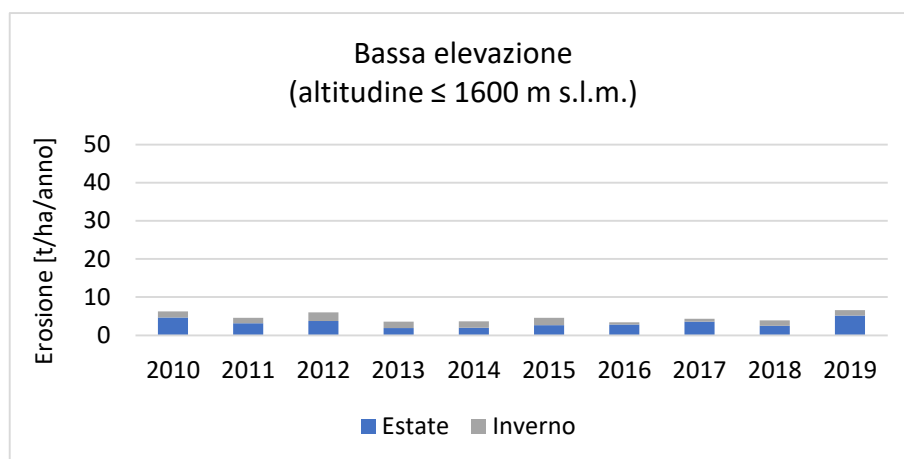


Figura 36. Grafico a barre che mette a confronto l'erosione media annua per le tre classi di elevazione: zona a bassa elevazione (altitudine ≤ 1600 m s.l.m.), zona a media elevazione (altitudine compresa tra 1600 e 2200 m s.l.m.) e zona ad alta elevazione (altitudine ≥ 2200 m s.l.m.).

Si riporta la distribuzione dell'erosione negli anni, secondo le tre zone del bacino a diversa elevazione, distinguendo la componente estiva da quella invernale.



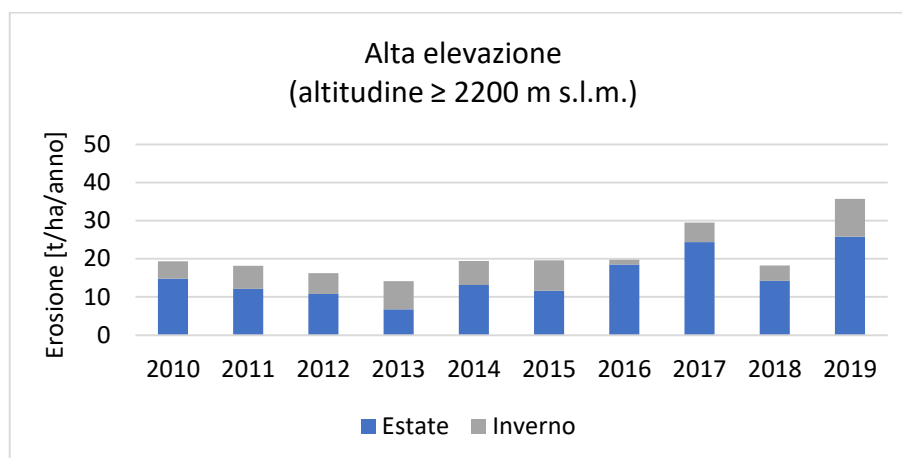


Figura 37. Grafici a barre che mostrano l'erosione media annua secondo ogni classe di elevazione secondo cui è stato suddiviso il bacino.

Si è analizzata la stima di erosione di suolo potenziale prodotta dal modello in relazione alla copertura di suolo, in questo modo è stato possibile individuare le classi di copertura maggiormente interessate dal fenomeno dell'erosione. Come prima cosa è stata presa in considerazione unicamente la parte di bacino interessata da erosione, in base alla copertura di suolo si è escluso il territorio ricoperto da accumuli detritici e affioramenti litoidi privi di vegetazione, da ghiacciai e nevi perenni, tutte le aree antropizzate e i corpi idrici. Quindi si sono calcolate le percentuali di territorio ricoperto da una certa classe di copertura di suolo, sul totale del bacino prone all'erosione, raggruppate seguendo il secondo e il terzo livello di classificazione di copertura di suolo.

Tabella 11. Ad ogni classe di copertura di suolo del terzo livello della classificazione CLC presente sul bacino ed interessata dall'erosione di suolo, viene associata la percentuale di suolo del bacino occupata dalla classe stessa.

Classi di copertura di suolo			Percentuale di suolo occupata
Secondo livello	Terzo livello	Codice classe	
Seminativi	Seminativi in aree non irrigue	211	0.21%
Colture permanenti	Vigneti	221	0.05%
	Frutteti e frutti minori	222	
Foraggere	Prati stabili	231	5.87%

Zone agricole	Aree prevalentemente occupate da colture agrarie	243	0.41%
Zone boscate	Boschi di conifere	312	44.93%
	Boschi di latifoglie	311	
	Boschi misti di conifere e latifoglie	313	
Vegetazione arbustiva	Aree a pascolo naturale e praterie	321	24.98%
	Brughiere e cespuglieti	322	
	Aree a vegetazione boschiva e arbustiva in evoluzione	324	
Vegetazione rada	Aree con vegetazione rada	333	23.54%

Sono state messe a confronto le percentuali di copertura di suolo sopra calcolate, dove con zone agricole intende l'aggregazione di tre classi (seminativi, colture permanenti e zone agricole), con le percentuali di erosione di suolo che sono state stimate per le rispettive classi di copertura rispetto all'erosione totale media annuale. Si nota che la maggior parte dell'erosione di suolo si stima avvenire nella parte di territorio ricoperto da vegetazione rada, nonostante questa copertura di suolo ricopra soltanto poco più del 20% del bacino pronò all'erosione. La classe di copertura al secondo livello più abbondante sul territorio preso in considerazione è la zona boscata, che occupa quasi la metà dell'area, ma è anche la meno interessata dal fenomeno dell'erosione (dopo le zone agricole). Infatti, i boschi che sono costituiti da una densa e abbondante presenza di vegetazione hanno un effetto di protezione all'erosione di suolo molto efficace.

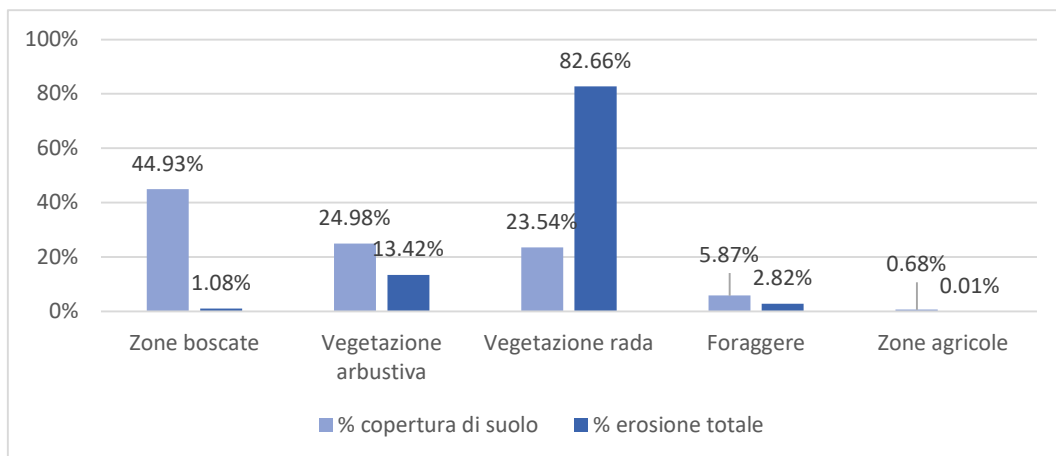


Figura 38. Confronto tra le percentuali di copertura di suolo presente sul bacino (con zone agricole si intende l'aggregazione delle classi seminativi, colture permanenti e zone agricole) e le percentuali di erosione di suolo stimate per le rispettive classi di copertura rispetto all'erosione totale media annuale.

Infine, si mette a confronto la percentuale di erosione media stimata nelle stagioni estiva e invernale con le classi di copertura sopra definite. Si evince che per tutte le classi di copertura, la componente di erosione invernale rappresenta meno della metà della componente di erosione estiva, questo perché in inverno gran parte della precipitazione è nevosa e non contribuisce all'erosione da precipitazione.

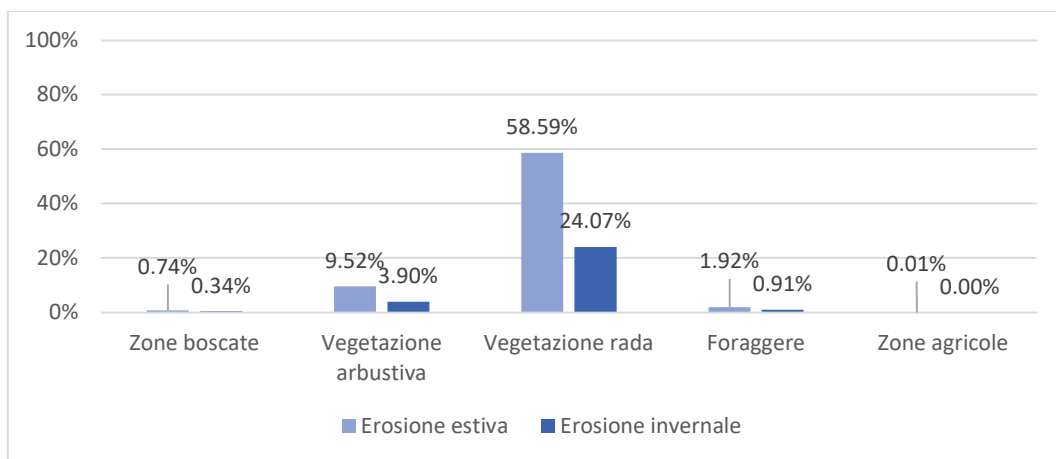


Figura 39. Confronto tra le percentuali di erosione media estiva e invernale secondo le classi di copertura di suolo presenti sul bacino.

4.3.1 Confronto con mappa di erosione europea

Vista la difficoltà con cui sono stati confrontati i valori di trasporto solido osservati e le stime di erosione potenziale ottenute dal modello, si è ritenuto valido confrontare i risultati del modello D-RUSLE ottenuti in questo lavoro con la mappa di erosione di suolo europea realizzata nel 2015 tramite il modello RUSLE classico (Panagos, Borrelli, Poesen, et al., 2015).

La mappa di erosione di suolo europea è stata realizzata per tutti i paesi che fanno parte dell'Unione Europea, essendo la Svizzera fuori dall'unione è stato possibile confrontare esclusivamente la stima effettuata sull'area italiana del bacino. Si riporta la mappa di erosione annuale europea prodotta dal Joint Research Center (JRC) ritagliata sul bacino idrografico di studio.

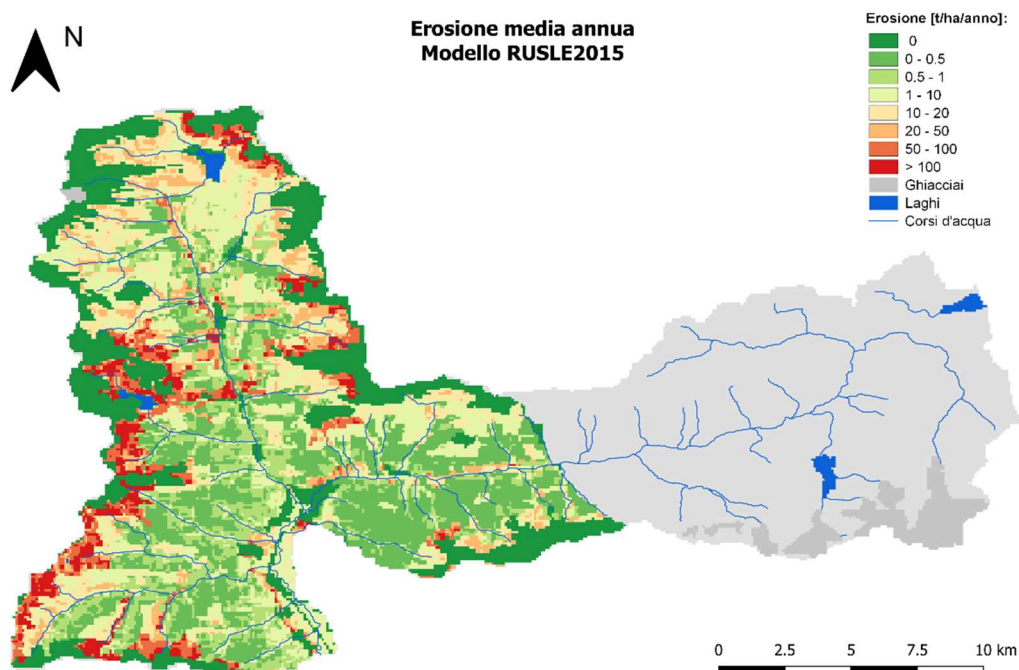


Figura 40. Mappa di erosione di suolo europea realizzata nel 2015 secondo il modello RUSLE2015 (Panagos, Borrelli, Poesen, et al., 2015) ritagliata sulla parte italiana del bacino del fiume Mera.

Secondo il modello RUSLE2015, l'erosione di suolo potenziale che interessa il territorio della Valchiavenna è pari a $14.80 \text{ t ha}^{-1} \text{ anno}^{-1}$, mentre secondo il modello D-RUSLE l'erosione vale $18.86 \text{ t ha}^{-1} \text{ anno}^{-1}$. Le due stime sono dello stesso ordine di grandezza e per questo motivo

risultano comparabili. Inoltre, la rappresentazione della distribuzione spaziale dell'erosione sull'area è molto simile, diversi gradi di erosione seguono le aree delimitate dalla copertura di suolo differente, un grado di erosione maggiore è prevalente in zone ad alta elevazione mentre gradi di erosione minore prevalgono nelle zone vallive.

Per di più, è stata confrontata quantitativamente la stima di erosione della Valchiavenna prodotta con il modello RUSLE2015 simulato su scala europea e quella prodotta con il modello D-RUSLE tramite questo lavoro di tesi. Il confronto è stato effettuato sulla base della superficie della parte di bacino interessata da un certo grado di erosione, secondo le 5 classi definite precedentemente. La differenza più evidente è che con il metodo RUSLE2015 quasi il 30% della Valchiavenna risulta interessata da un'erosione moderata (tra 1.4 e 20 t ha⁻¹anno⁻¹), che corrisponde a soltanto poco più del 15% utilizzando il modello D-RUSLE. Inoltre con il metodo D-RUSLE risulta maggiore di qualche punto percentuale l'area del bacino interessata da erosione alta e severa.

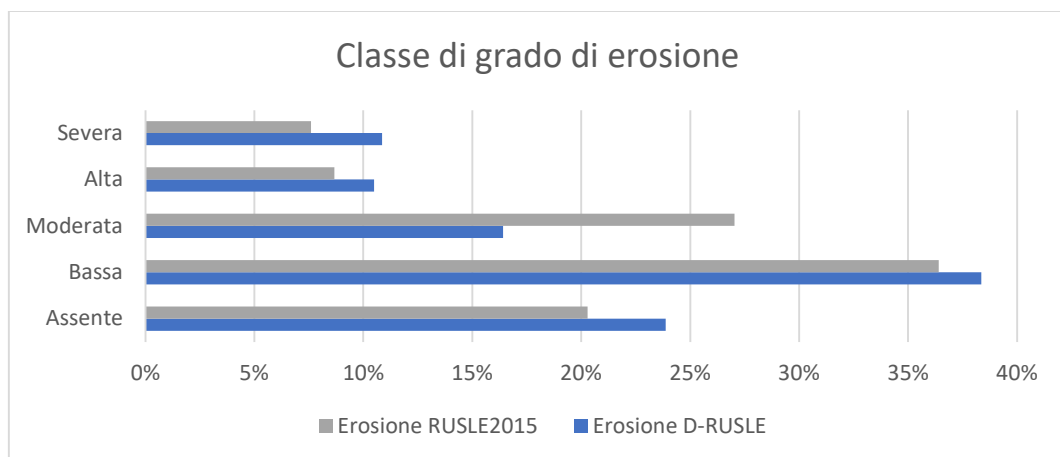


Figura 41. Confronto tra la percentuale di superficie del bacino interessata da un certo grado di erosione nel modello RUSLE2015 e D-RUSLE, secondo le 5 classi definite precedentemente.

4.3.2 Discussione del fattore R

Il modello utilizzato prevede che il fattore di erosività della pioggia separi il contributo della pioggia liquida dal contributo della neve all'erosione del suolo, questione molto importante in ambiente montano perché ha effetto sulla variazione delle stime secondo l'altitudine e la

stagione. Si riporta a questo merito la distribuzione dei valori del fattore R aggregato a scala annuale durante il periodo di studio, per ogni anno si distingue la componente estiva da quella invernale. È abbastanza evidente come il fattore di erosività della pioggia abbia valori molto minori in inverno rispetto alla stagione estiva, ad indicare la predominanza di precipitazione liquida attiva erosiva in estate. L'andamento del fattore R negli anni è riconducibile a quello dell'erosione media analizzata precedentemente, chiave del fatto che il fattore R è quello che maggiormente influisce sulla stagionalità dell'erosione di suolo.

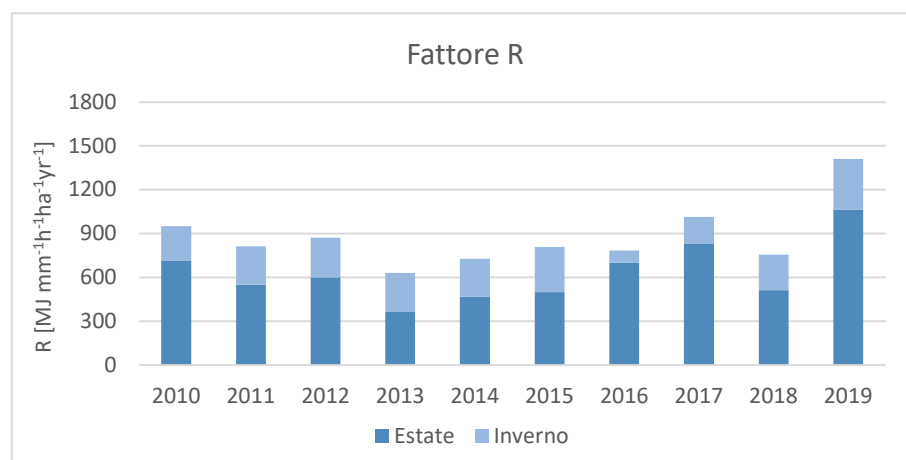


Figura 42. Grafico a barre dell'andamento del fattore R [MJ mm⁻¹h⁻¹ha⁻¹yr⁻¹] aggregato a scala annuale nel periodo di controllo, si distingue il contributo estivo e da quello invernale.

Inoltre, come è stato fatto per i valori di erosione media, si sono analizzati i valori di R in base alle tre fasce di elevazione del bacino per i dieci anni di studio, sempre distinguendo le componenti stagionali. Le fasce a bassa e media elevazione hanno valori simili in quanto se a quote basse tendenzialmente le precipitazioni sono minori che a quote più elevate, come era stato dimostrato dai valori dei gradienti verticali della precipitazione. È pur vero che la possibilità che le precipitazioni a valle siano sottoforma di precipitazione nevosa è remota, per questo motivo quasi la totalità dell'intensità di precipitazione corrisponderà all'intensità di precipitazione liquida attiva. Nella fascia ad alta elevazione il fattore R assume i valori minori, infatti c'è maggiore possibilità, soprattutto in inverno, che la precipitazione sia nevosa e quindi non abbia effetto erosivo sul suolo.

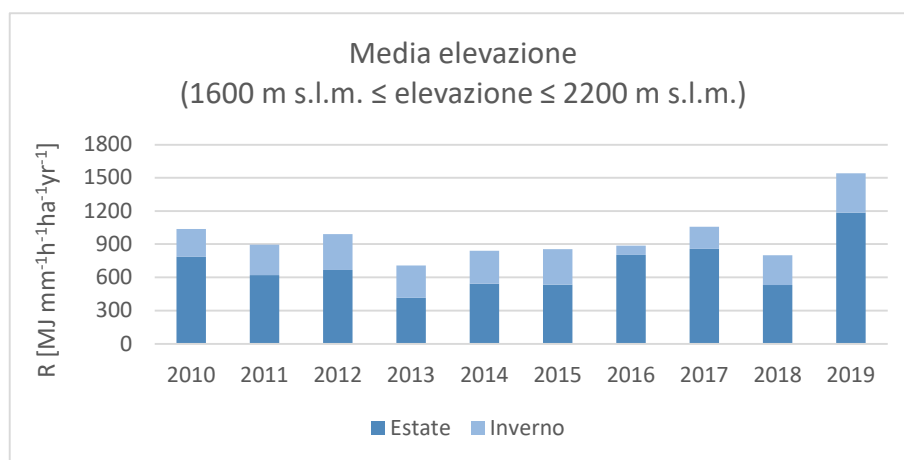
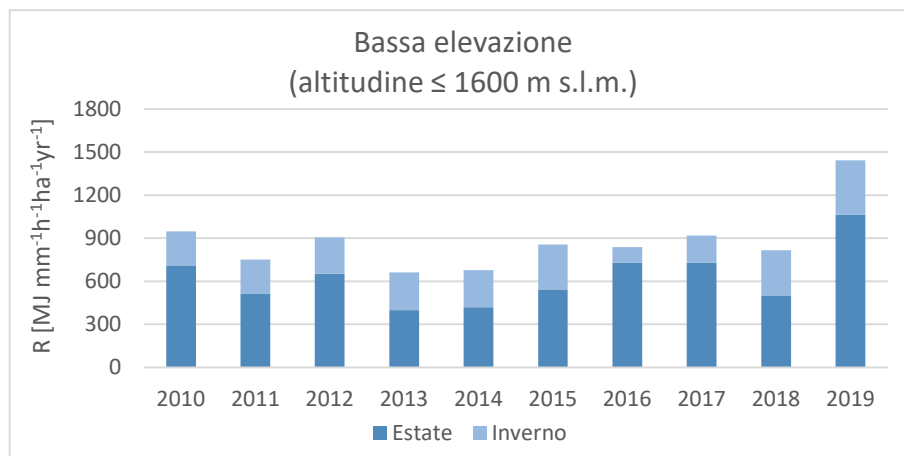


Figura 43. Grafici a barre dell'andamento annuale del fattore R [$MJ\ mm^{-1}h^{-1}ha^{-1}yr^{-1}$] secondo le diverse fasce di elevazione in cui è suddiviso il bacino, si distingue il contributo estivo e da quello invernale.

4.3.3 Discussione del fattore C

Per quanto riguarda il fattore di gestione di copertura del suolo, questo deriva dai valori assegnati secondo letteratura a ogni classe di copertura di suolo, affinati tramite l'utilizzo di immagini satellitari. In questo modo la stima del fattore C riflette la dinamica stagionale dell'effetto protettivo della vegetazione. Per i primi tre anni di studio il fattore di copertura ha valore medio costante perché si basa solo sulla mappa di copertura di suolo del 2015, mentre per gli anni successivi sono state utilizzate le mappe di NDVI stagionali ottenute dalle immagini satellitari acquisite nel periodo di studio. Si nota che dal 2013 al 2019 il fattore C della stagione invernale è sempre maggiore rispetto a quello calcolato nella stagione estiva, infatti in inverno la vegetazione risulta meno rigogliosa e l'effetto protettivo verso il suolo è minore, protezione minore significa valori maggiori del fattore di copertura di suolo. Differenze maggiori del fattore tra stagione estiva e invernale si hanno per elevazioni maggiori, dove la copertura del suolo è per lo più di tipo boschivo o vegetazione rada.

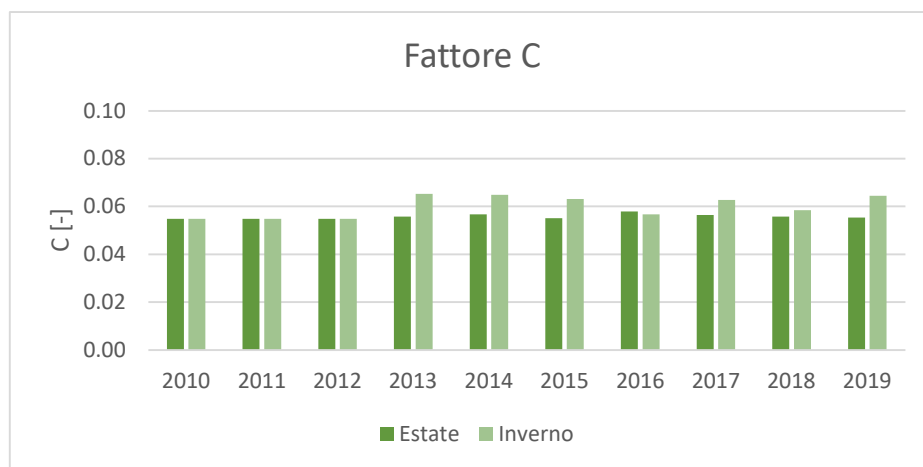


Figura 44. Grafico a barre dell'andamento del fattore C [-] aggregato a scala annuale nel periodo di controllo, si distingue il contributo estivo e da quello invernale

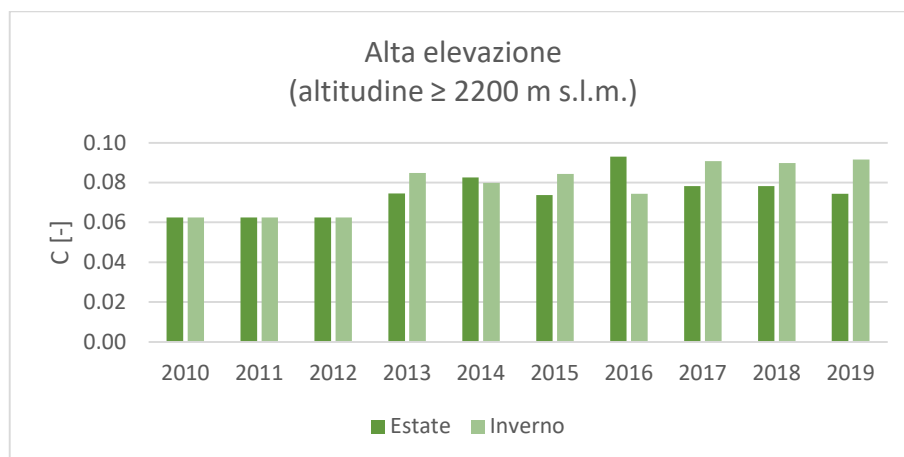
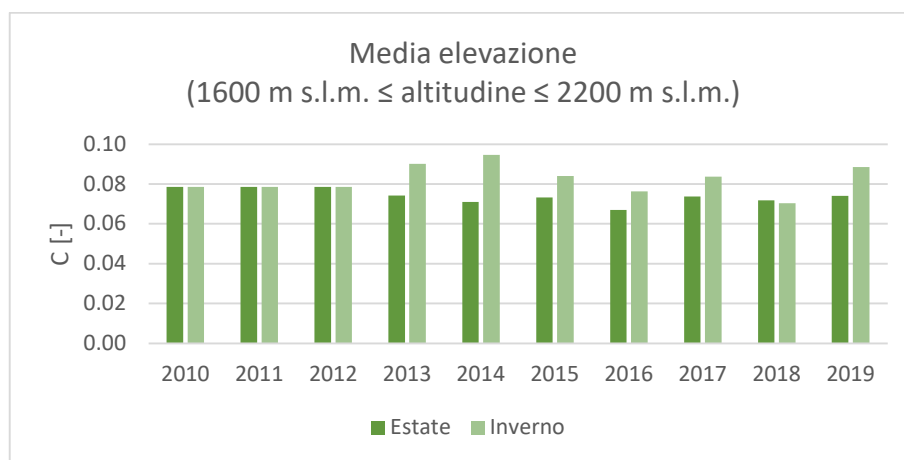
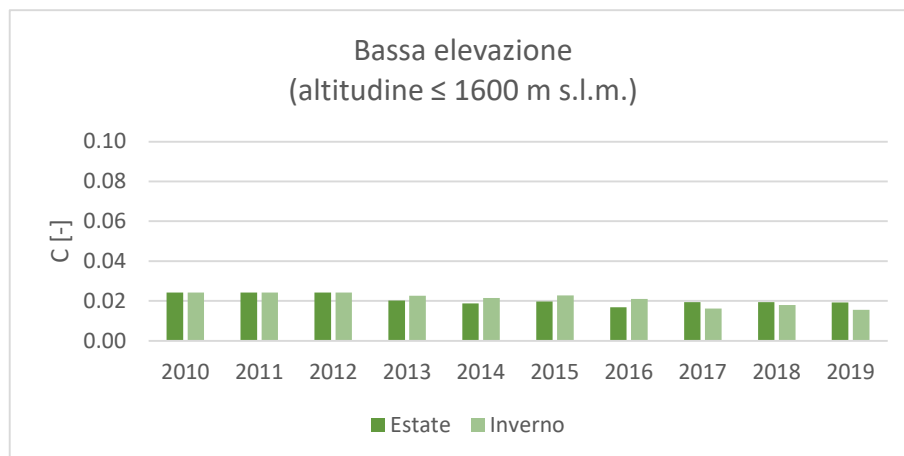


Figura 45. Grafici a barre dell'andamento annuale del fattore C [-] secondo le diverse fasce di elevazione in cui è suddiviso il bacino, si distingue il contributo estivo e da quello invernale.

In questo ultimo grafico a barre viene rappresentata la distribuzione dei valori del fattore C nelle diverse classi di copertura di suolo, se per le zone agricole e boscate il fattore è praticamente nullo, le aree ricoperte da vegetazione rada restituiscono un valore molto elevato

del fattore, che si riflette in una altrettanto elevata erosione. Per tutte le classi di copertura il fattore C assume valori limitatamente maggiori nella stagione invernale.

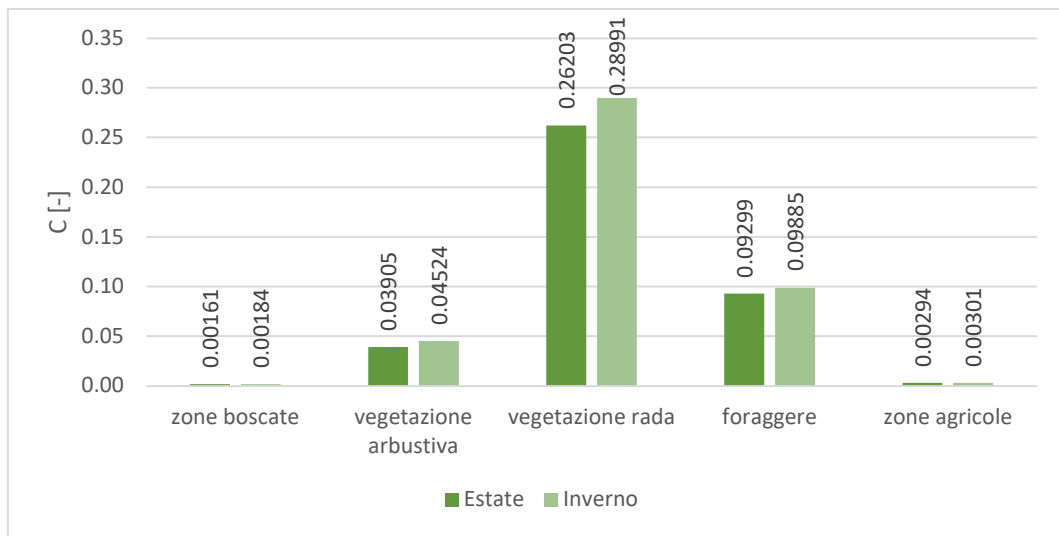


Figura 46. Confronto tra il valore medio del fattore C [-] in stagione estiva e invernale secondo le classi di copertura di suolo presenti sul bacino.

In conclusione, se in inverno il fattore C è mediamente maggiore rispetto a quello estivo perché la vegetazione è spoglia, il fattore R è minore perché la precipitazione è meno intensa e principalmente nevosa, l'erosione sarà minore rispetto a quella estiva perché è il fattore R a dominare il modello. Allo stesso modo in estate il fattore di erosività della pioggia è alto perché piove abbondantemente e non c'è copertura nivale, la vegetazione è rigogliosa e il suo ruolo protettivo nei confronti del suolo funziona, ma il valore del fattore C non è abbastanza limitato da contrastare l'erosione di suolo da precipitazione.

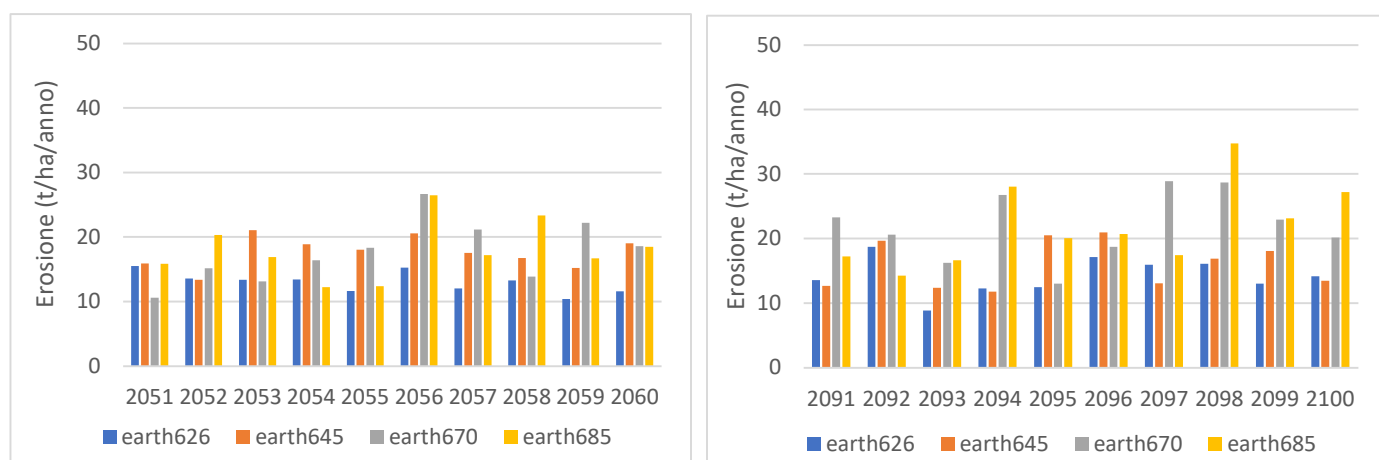
4.4 Risultati scenari climatici

Sono stati considerati 3 modelli climatici e per ognuno di essi sono stati analizzati 4 scenari futuri (SSP), si sono esaminati un totale di 12 possibili scenari futuri. Sono stati utilizzati i parametri degli anni che vanno dal 1/1/2020 al 31/12/2100, i quali sono stati inseriti nel modello idrologico. L'erosione di suolo potenziale futura è stata stimata per i decenni 2051-2060 e 2091-2100, ottenendo i seguenti risultati.

Sono stati messi a confronto i risultati di stima di erosione di suolo annuale E [$t\ ha^{-1}\ yr^{-1}$] nei diversi scenari futuri, distinguendo 2 casi nel moltiplicare i fattori erosivi:

- Caso 1: viene utilizzato il fattore C statico dell'ultimo periodo di simulazione dell'erosione (2015-2019), ossia il fattore C statico 2018, per tutti gli anni di simulazione futura;
- Caso 2: il fattore C assume i valori della medie stagionali, estiva e invernale, del fattore C sul periodo 2010-2019 per tutti gli anni delle proiezioni climatiche.

Si riportano i valori di erosione media per ogni anno dei due decenni futuri analizzati secondo i diversi scenari per ogni modello climatico. I primi grafici si riferiscono al caso 1, l'erosione potenziale è stata calcolata con un unico valore del fattore di copertura di suolo, il fattore C statico 2018.



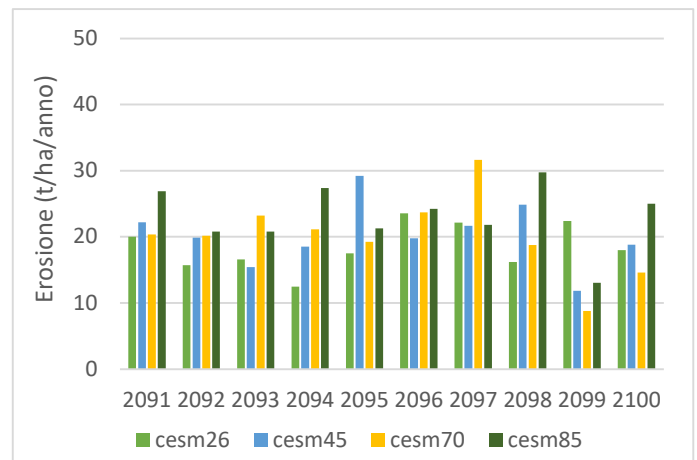
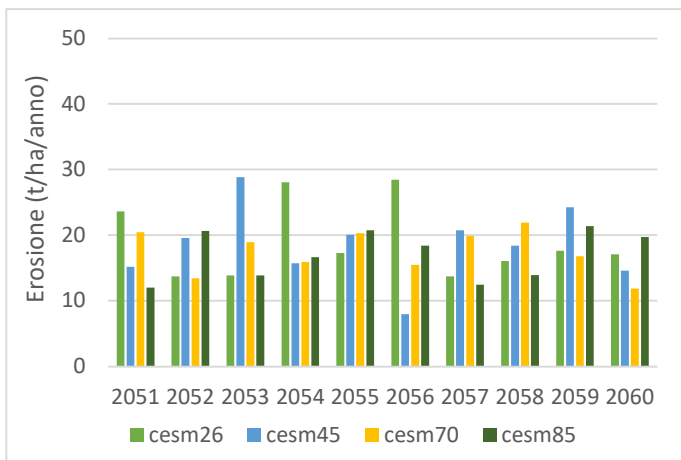
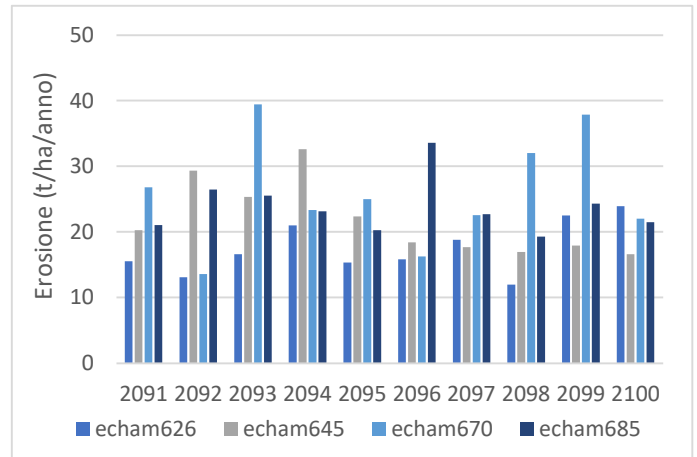
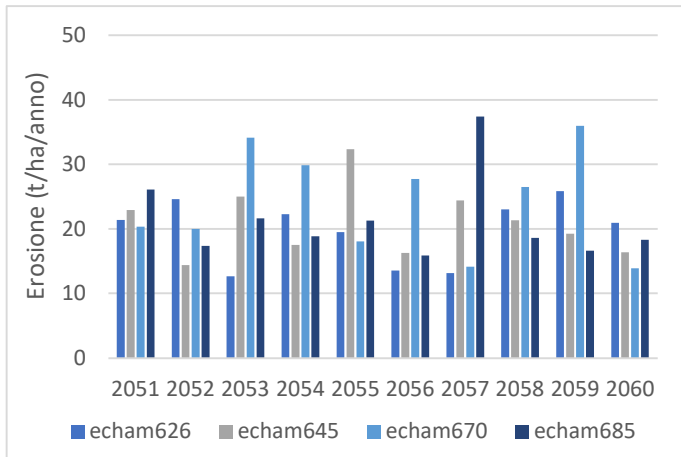
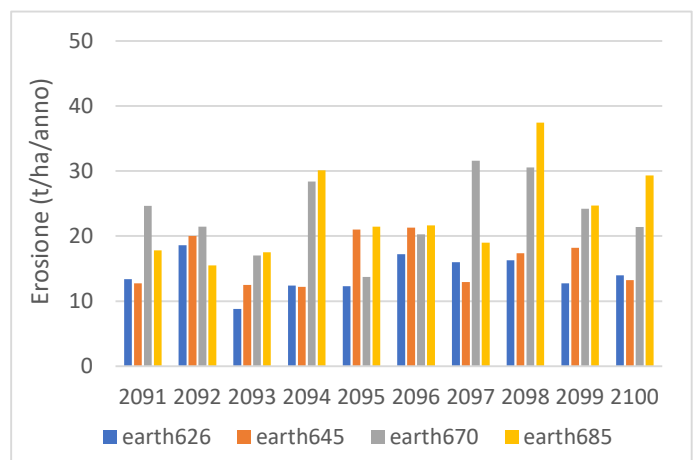
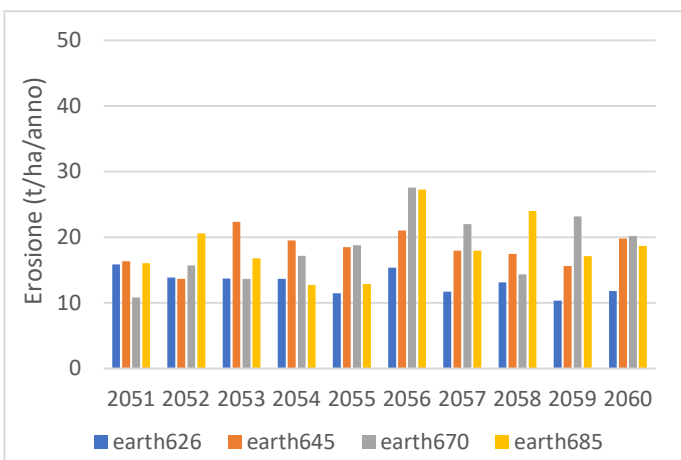


Figura 47. I grafici si riferiscono al caso 1 (il fattore di copertura di suolo è univoco, fattore C statico 2018), si riporta l'erosione potenziale per ogni anno dei due decenni futuri analizzati (2051-2060, 2091-2100).

I grafici seguenti si riferiscono invece al caso 2, l'erosione è stata calcolata con i due valori medi stagionali, estivo e invernale, del fattore C nel decennio di studio passato.



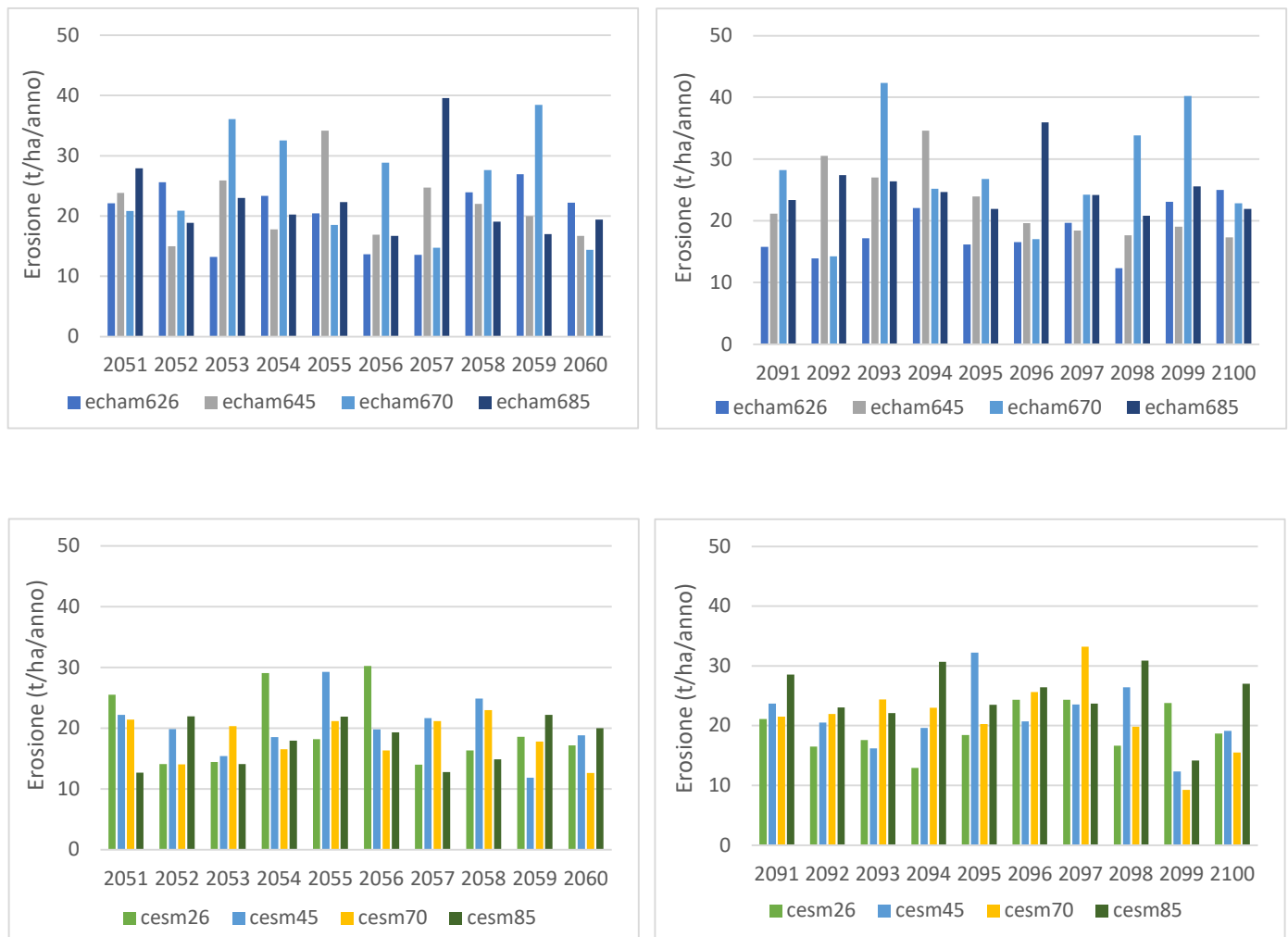


Figura 48. I grafici si riferiscono al caso 2 (il fattore di copertura di suolo è duplice, sono i due valori medi stagionali del fattore C del decennio di studio passato), si riporta l'erosione potenziale per ogni anno dei due decenni futuri analizzati (2051-2060, 2091-2100).

Non si notano grandi differenze nell'elaborazione dei risultati nei due casi analizzati, l'andamento dell'erosione media negli anni e nei diversi scenari rimane molto simile.

Viene messo a confronto il valore medio di erosione simulato per i due decenni nei due casi analizzati, l'erosione calcolata con il fattore C statico e con il fattore C stagionale.

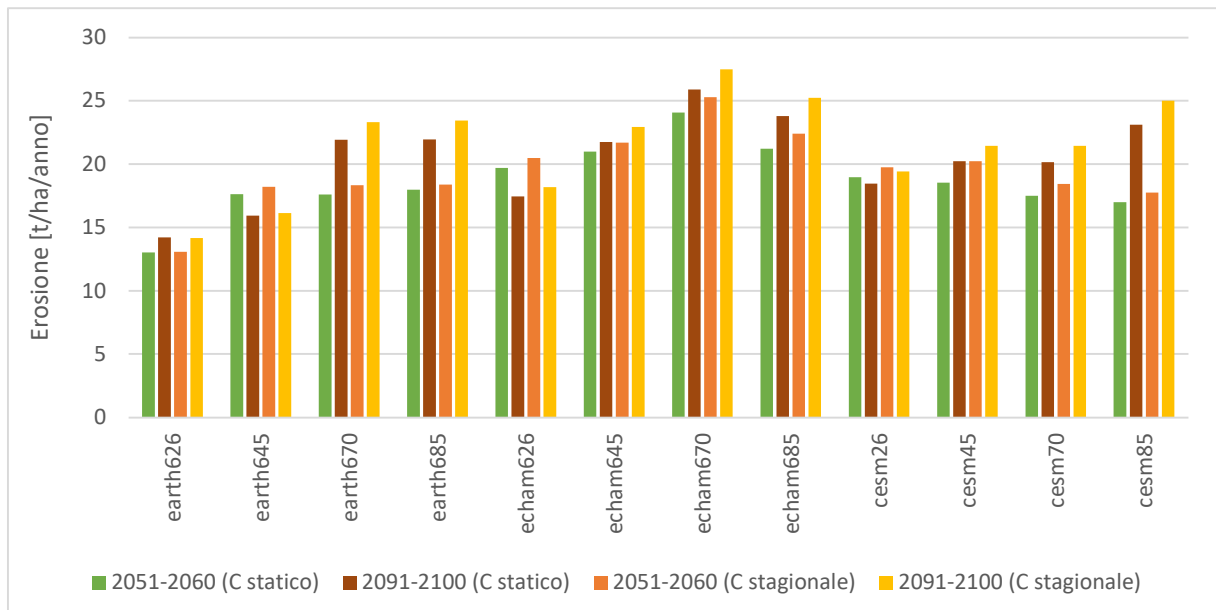


Figura 49. Grafico a barre che mette a confronto il valore medio di erosione simulato per i due decenni nei due casi analizzati.

È evidente che al variare del modello climatico utilizzato e dello scenario di riferimento, la previsione dell'erosione di suolo nei due decenni futuri cambia enormemente. Invece, le differenze tra le previsioni nel primo e nel secondo caso, ossia utilizzando C statico o C stagionale, sono poco marcate: si notano stime di erosione media leggermente maggiori per il secondo caso analizzato.

Si riportano i valori di erosione annua mediata sui due decenni analizzati 2051-2060 e 2091-2100 per tutti gli scenari e per ogni modello climatico, differenziando i due casi analizzati in due grafici distinti.

Analizzando i grafici sottostanti si evince come l'aumento e la riduzione dell'erosione non sia coerente con l'andamento delle variazioni di precipitazioni future. La formulazione per stimare il potenziale futuro di erosione vede variare nel tempo soltanto il fattore R, che dipende dalla precipitazione ma anche dalla temperatura e dallo SWE. Questa considerazione è molto importante perché significa che il modello D-RUSLE effettivamente sta considerando la copertura nivale, e per questo motivo non si vede una corrispondenza tra l'andamento della precipitazione futura e dell'erosione potenziale futura.

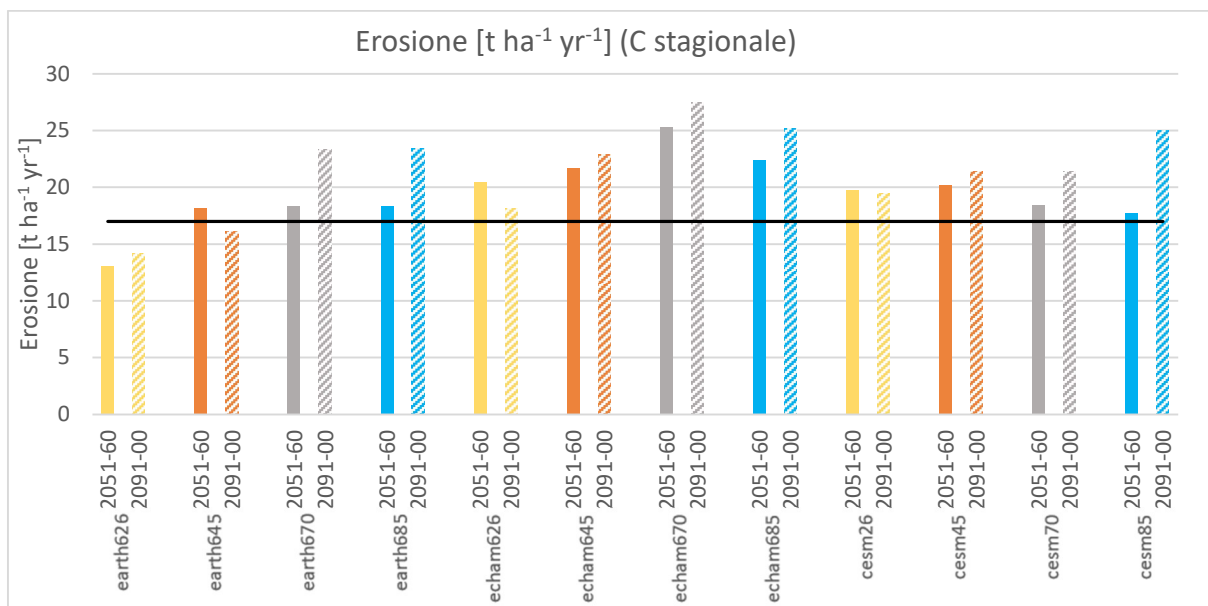
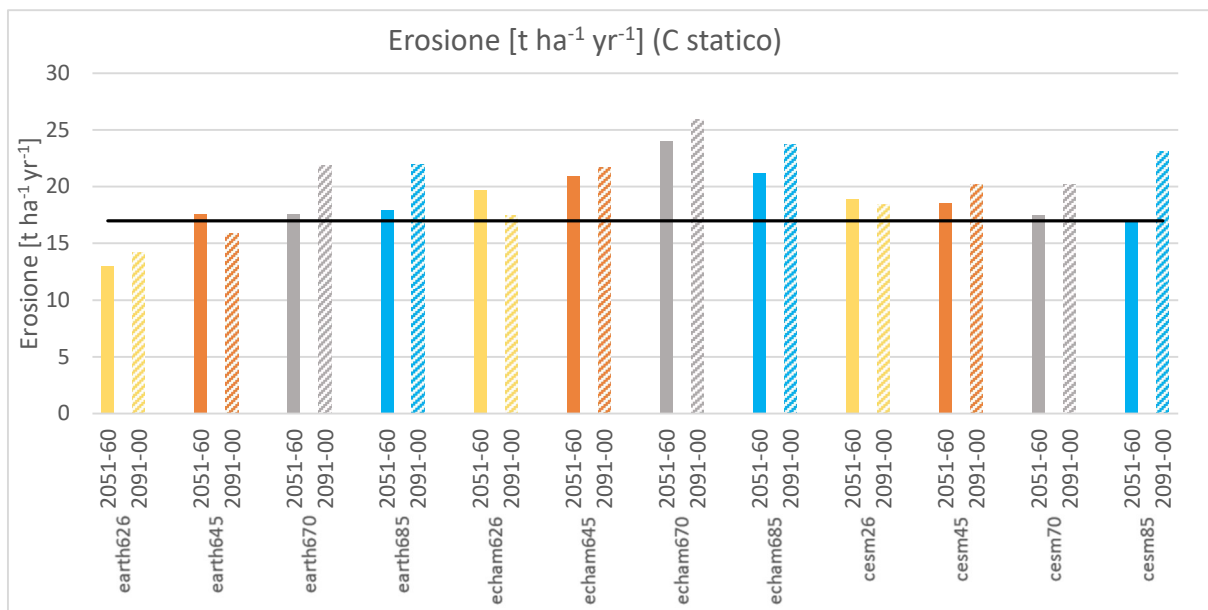


Figura 50. Andamento dei valori di erosione annua [t ha⁻¹ yr⁻¹] mediata sui due decenni analizzati 2051-2060 e 2091-2100 per tutti gli scenari e per ogni modello climatico. La linea nera riporta il valore dell'erosione media nel decennio 2010-2019.

Vengono riportati i valori di erosione media per i due decenni analizzati distinguendo l'erosione che avviene in inverno e quella che avviene in stagione estiva, in entrambi i casi del fattore C utilizzato. Poi vengono riportati i valori di erosione media stagionale sui due decenni analizzati anche su uno stesso grafico, per confrontarle al meglio.

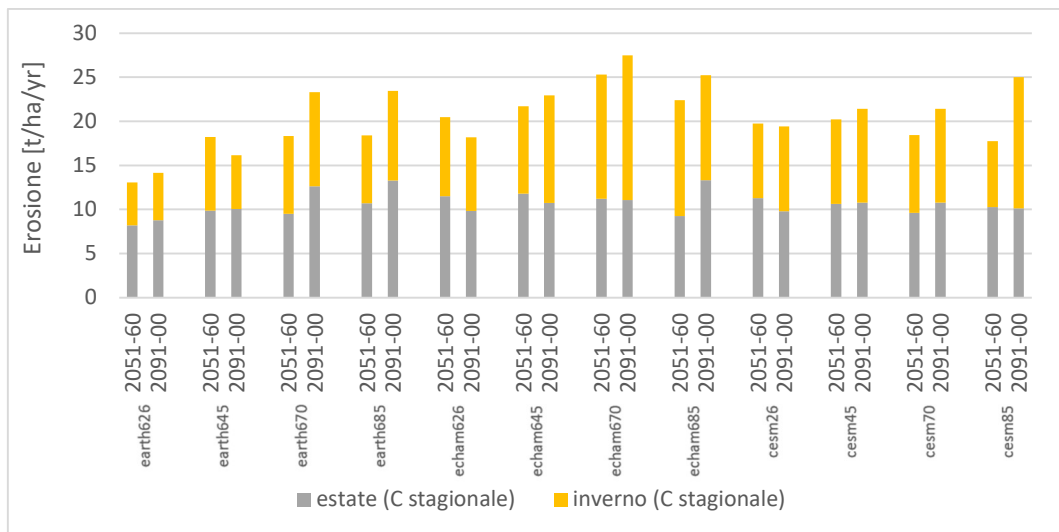
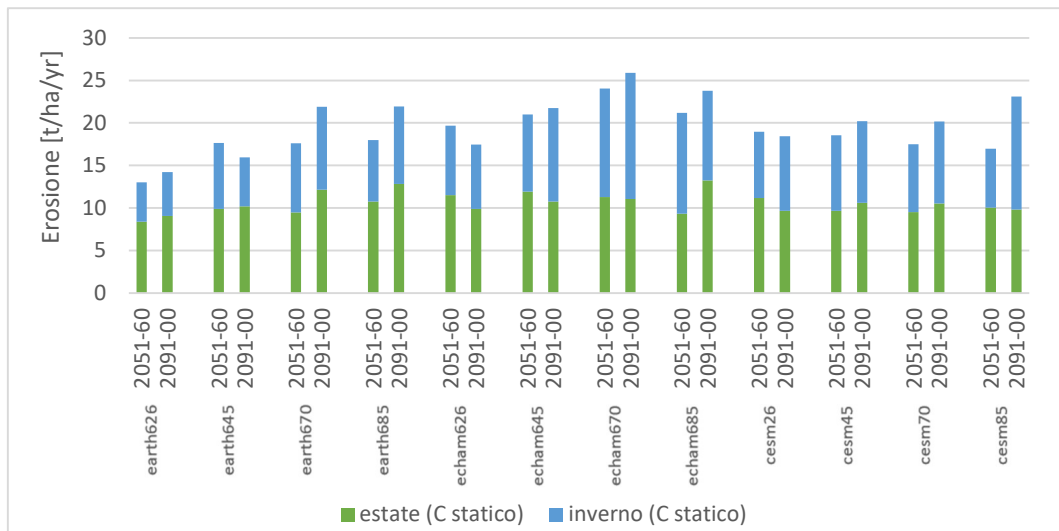


Figura 51. Valori di erosione media [$t\ ha^{-1}\ yr^{-1}$] per i decenni 2051-2060 e 2091-2100, si distingue il contributo estivo e quello invernale dell'erosione annuale. Il primo grafico si riferisce al caso simulato con C statico, il secondo a C stagionale.

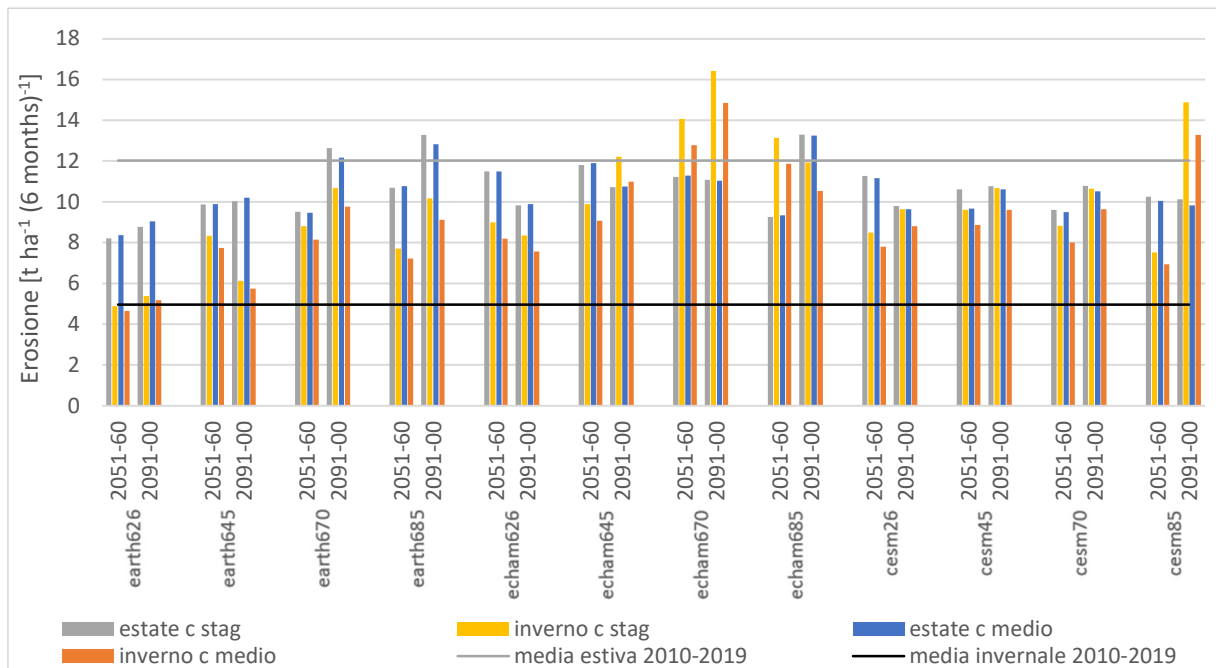
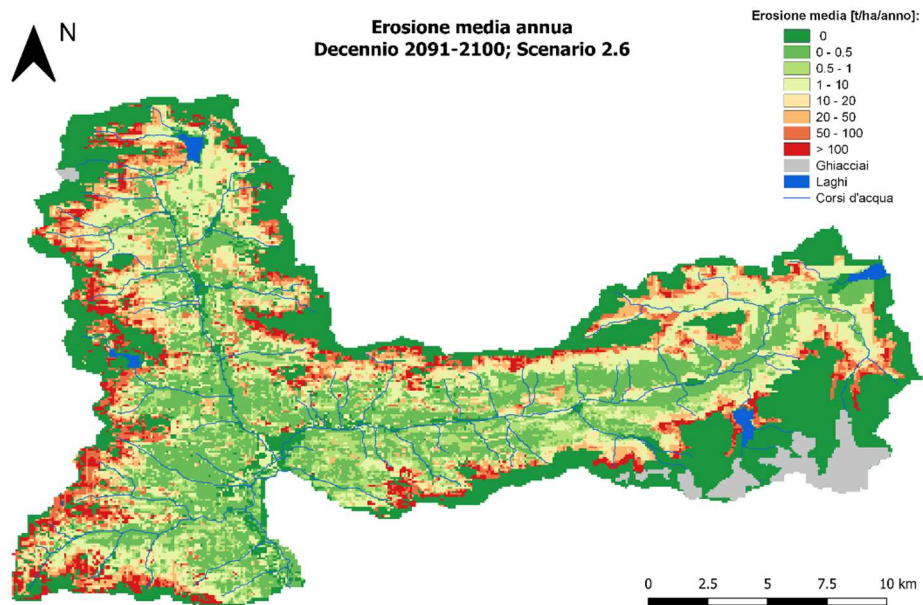
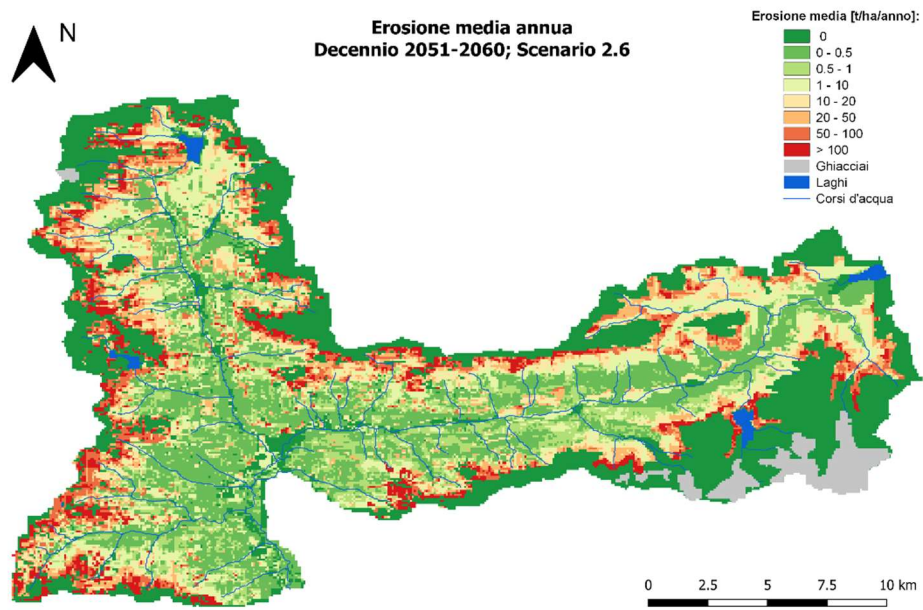


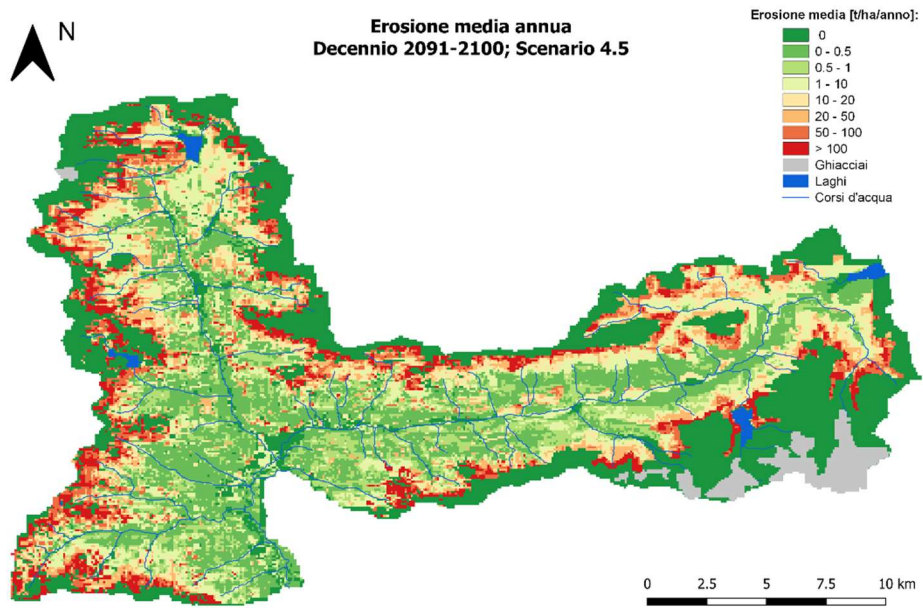
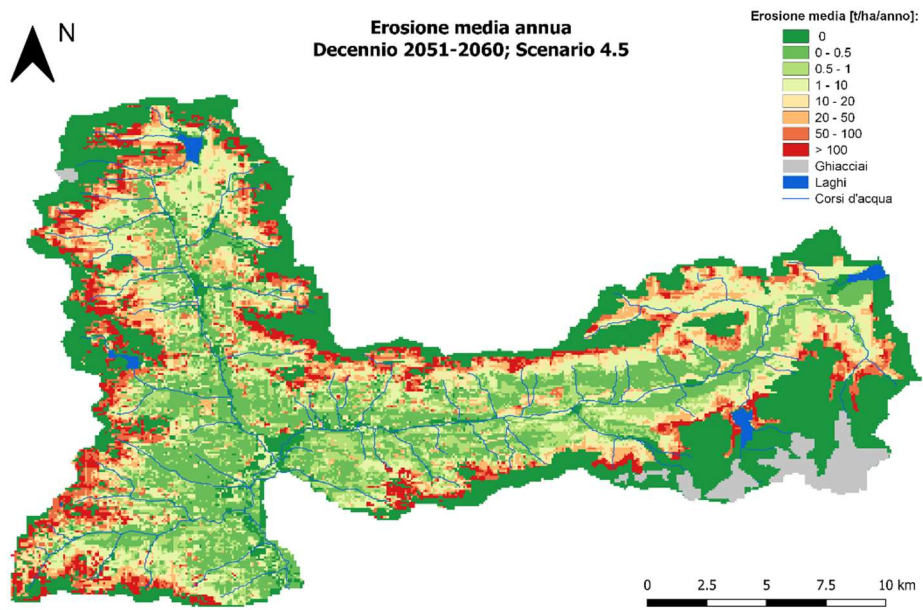
Figura 52. Andamento dell'erosione media stagionale [$t\ ha^{-1}\ (6\ months)^{-1}$] per entrambi i casi simulati (utilizzando C statico e C stagionale) riportati sullo stesso grafico. La linea grigia rappresenta la media estiva dell'erosione nel decennio 2010-2019, la linea nera quella invernale.

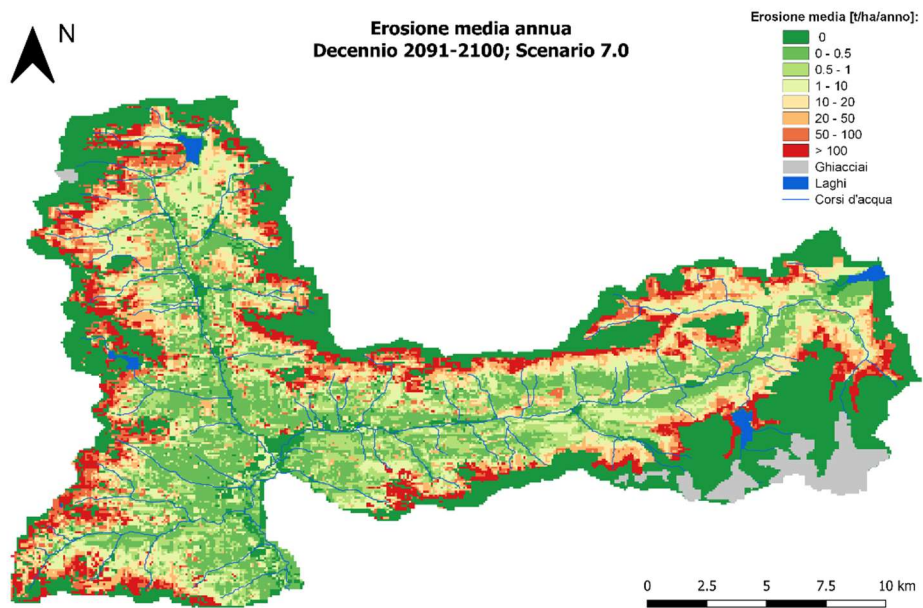
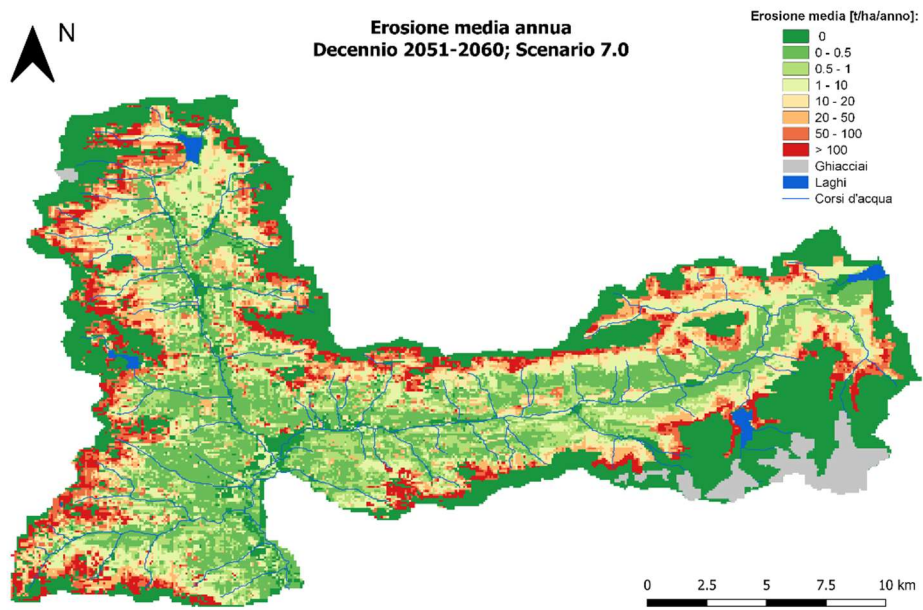
Si nota che per la maggior parte delle simulazioni l'erosione potenziale nella stagione estiva è maggiore di quella in inverno, come era risultato anche per lo studio del decennio passato, come conseguenza della maggior quantità di precipitazioni estive. Ci sono 5 simulazioni in cui risulta che l'erosione invernale sia maggiore di quella estiva: ECHAM 8.5 nel decennio 2051-2060, ECHAM 4.5 e CESM 8.5 nel decennio 2091-2100, ECHAM 7.0 in entrambi i decenni. Inoltre, guardando all'erosione estiva, per la maggior parte delle simulazioni la proiezione è minore rispetto al valore medio estivo stimato per lo scorso decennio. Mentre l'erosione invernale proiettata è sempre maggiore rispetto all'erosione invernale stimata per il decennio passato, ad esclusione che per la simulazione EARTH6 2.6 nel decennio 2051-2060.

Risulta evidente che le differenze tra la stima dell'erosione passata e futura risiedono principalmente nell'aumento dell'erosione invernale nei decenni futuri. Infatti, la copertura nivale in futuro sarà influenzata dalla diversa distribuzione delle precipitazioni e dall'aumento della temperatura in inverno, a cui corrisponderanno precipitazioni liquide piuttosto che solide, e in primavera, a cui corrisponderà un anticipo della fusione nivale (Fuso et al., 2021).

Infine, si riportano le mappe di erosione media annua su tutti i modelli per entrambi i decenni di studio, per i diversi scenari: 2.6, 4.5, 7.0 e 8.5. Queste mappe sono state elaborate prendendo in considerazione i risultati ottenuti con il fattore C stagionale.







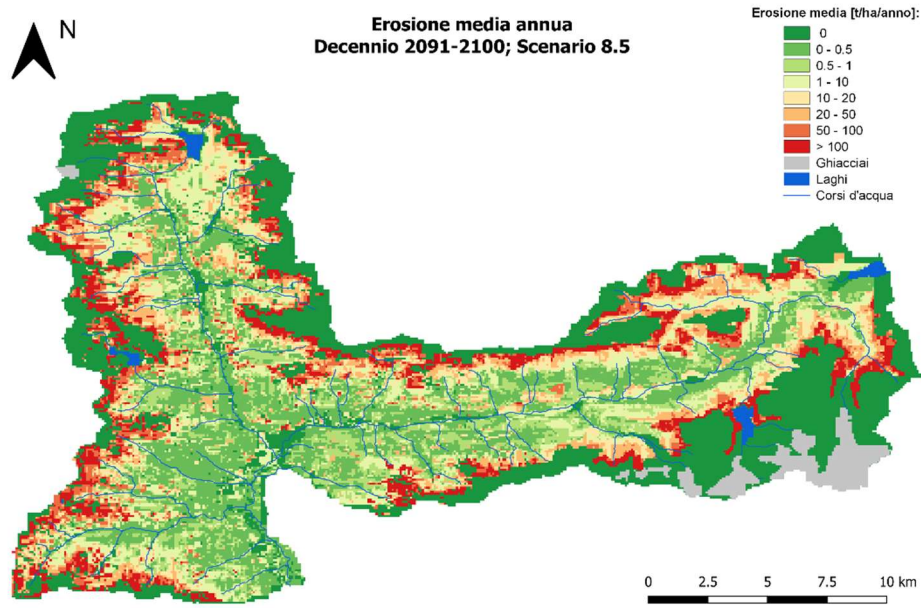
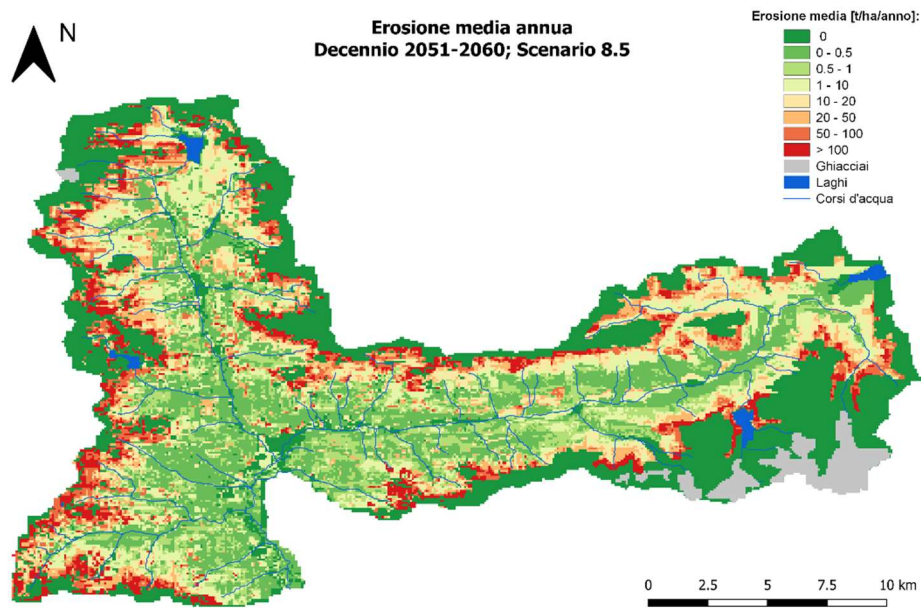


Figura 53. Stima potenziale di erosione media annua nei decenni 2051-2060 e 2091-2100 nei diversi scenari di cambiamento climatico: SSP2.6, SSP4.5, SSP7.0 e SSP8.5.

Conclusioni

Il problema dell'erosione di suolo sta iniziando ad essere riconosciuto come una seria minaccia per il territorio, da parte delle agenzie per la protezione dell'ambiente locali e nazionali così come dall'Unione Europea. Per questo motivo i modelli di erosione di suolo che permettono di quantificare e localizzare la perdita di suolo a scala di bacino sono di fondamentale importanza se si pensa alla pianificazione del territorio e alla progettazione degli interventi di prevenzione e mitigazione del fenomeno erosivo.

In questo lavoro di tesi è stato utilizzato un modello di tipo RUSLE modificato (D-RUSLE) per stimare l'erosione di suolo in un contesto particolare come quello alpino, dove la degradazione del suolo è un fenomeno diffuso. Infatti, a differenza del classico modello RUSLE il modello utilizzato tiene conto delle variazioni stagionali spaziali e temporali della copertura vegetazionale grazie all'utilizzo delle immagini satellitari, dell'effetto non erosivo della precipitazione nevosa grazie all'introduzione dello SWE nonché della protezione del suolo da parte della copertura nivale. Integrare le informazioni ottenute dal telerilevamento nella stima dell'andamento del fattore di copertura di suolo ha permesso di ottenere una stima del potenziale di erosione di suolo più accurato e più dettagliato, in particolare nelle aree del bacino ricoperte da vegetazione decidua.

Dall'altra parte, guardando alle limitazioni dei modelli di tipo RUSLE, si vuole evidenziare che questi ultimi non includono un modulo che descriva il trasporto solido e la deposizione dei sedimenti. Inoltre, modelli di questo tipo non sono in grado di simulare singoli eventi, come potrebbe essere la frana che ha coinvolto la Val Bondasca nell'agosto del 2017. Per queste ragioni risulta difficoltosa la fase di calibrazione del modello, il quale restituisce una stima dell'erosione potenziale annuale mentre le misurazioni sul campo di torbidità si riferiscono all'erosione netta corrispondente.

I risultati di questa tesi mostrano una differenza tra la stima dei valori di erosione invernali con quella dei valori estivi, infatti si può affermare in linea generale che l'erosione potenziale invernale risulta minore rispetto a quella estiva. La differenza stagionale in realtà non è

eccessivamente significativa, infatti la dinamica del fattore di erosività della precipitazione e della copertura del suolo variano in maniera contraria nelle stagioni. In inverno la maggior parte della precipitazione è nevosa e non contribuisce all'erosione del suolo, ma al contempo la copertura vegetazionale è molto scarsa e il suo effetto protettivo è minimo; in estate invece la precipitazione liquida è abbondante ma allo stesso tempo c'è un importante effetto protettivo dato da una vegetazione per lo più rigogliosa.

Analizzando la distribuzione spaziale dell'erosione potenziale mostrata dalle mappe finali, risulta evidente che le zone critiche sono rappresentate dalle aree a maggior elevazione che si trovano sui versanti più ripidi, ad esclusione della fascia di accumuli detritici e affioramenti litoidi che non viene presa in considerazione dal modello di erosione. A valle di questa analisi si potrebbe pensare alla pianificazione di eventuali interventi di conservazione del suolo da parte delle autorità territorialmente competenti per proteggere le aree più vulnerabili all'erosione. Gli interventi di conservazione del suolo possono prevedere sia la costruzione di opere che modificano la morfologia dei versanti, sia tecniche di gestione del suolo come le pratiche colturali di rimboschimento o inerbimento oppure pratiche di gestione del pascolo attente.

Guardando all'erosione potenziale futura stimata sulla base delle proiezioni degli scenari climatici, si è visto come i diversi scenari abbiano riportato valori di perdita di suolo molto differenti fino alla fine del secolo. Ma bisogna evidenziare che le proiezioni di erosione non sono coerenti con l'andamento delle precipitazioni future, proprio in conseguenza del fatto che il metodo D-RUSLE tiene in considerazione la dinamica nivale, soprattutto nell'ottica della definizione di un piano di gestione del territorio soggetto ad erosione da parte delle autorità competenti.

Gli eventuali sviluppi futuri del modello di erosione utilizzato in questo lavoro di tesi potrebbero essere ad esempio pensare di discretizzare lo studio dell'erosione nelle quattro stagioni, per avere un maggior dettaglio delle dinamiche analizzate a livello macro-stagionale (autunno-inverno e primavera-estate). Guardando al modello di erosione questo stima la quantità di suolo eroso dalla capacità dell'acqua di distaccare il suolo per impatto e per

ruscellamento, in realtà non viene presa in considerazione l'ipotesi che i sedimenti si arrestino lungo il tragitto. Per questo motivo si potrebbe valutare di l'idea di utilizzare il suolo eroso stimato dal modello come input ai modelli che simulano il percorso dei sedimenti nel bacino. Inoltre, facendo riferimento alle proiezioni degli scenari climatici, si sono considerati esclusivamente i dati di input di precipitazione e temperatura futuri, utilizzando le mappe del fattore di copertura del decennio di studio passato. Potrebbe essere di interesse inserire anche la proiezione delle trasformazioni della copertura del suolo, tema che si sta iniziando a studiare tramite il machine learning e lo sviluppo di reti neurali.

Ringraziamenti

Vorrei ringraziare il Professor Daniele Bocchiola per avermi permesso di approfondire la tematica oggetto di questa tesi e per avermi fornito tutti gli strumenti di cui ho avuto bisogno per portare avanti il lavoro. Ringrazio Francesca Casale e Leonardo Stucchi per avermi aiutata nella progettazione di questo lavoro e nella sua stesura, nonostante abbiamo potuto avere un contatto solo telematico a causa della situazione di emergenza, sono riusciti ad essere sempre presenti e a darmi ottimi consigli in risposta ad ogni mio dubbio.

Ringrazio con tutto il cuore la mia famiglia, mi ha dato la possibilità di studiare fino ad oggi e mi rendo conto solo adesso di averlo dato sempre per scontato, senza di lei non sarei mai arrivata fino a dove sono adesso e non sarei diventata la persona che sono oggi.

Infine, ringrazio tutti i miei amici che sono stati presenti durante il mio percorso universitario, che mi hanno dato supporto e che mi hanno accompagnata fino alla fine. Agli amici che ci sono da sempre, agli amici con cui condivido la mia passione della montagna - che spesso mi ha dato la forza per continuare a studiare, agli amici che ho conosciuto il primo giorno di università e che non mi hanno più abbandonata, agli amici che ho conosciuto negli ultimi anni a Milano, a tutti loro dedico questo lavoro, perché è anche grazie a loro che sono riuscita a raggiungere questo traguardo che sembrava irraggiungibile.

Bibliografia

- Aiello, M, Gianinetto, M., Vezzoli, R., Nodari, F. R., Polinelli, F., Frassy, F., Rulli, M. C., Ravazzani, G., Corbari, C., Soncini, A., Chiarelli, D. D., Passera, C., & Bocchiola, D. (2018). *MODELLING SOIL EROSION IN THE ALPS WITH DYNAMIC RUSLE-LIKE MODEL AND SATELLITE OBSERVATIONS*. 94–97.
- Aiello, Martina, Vezzoli, R., & Frassy, F. (2018). *Analisi di sensitività nella stima dell'erosione di suolo nelle Alpi con misure in situ e serie temporali Landsat*.
- Aldighieri, B., Bonardi, L., Comolli, R., Conforto, A., Mariant, L., Mazzoleni, G., & Rizzotti, T. (2006). *La viticoltura in Valchiavenna (SO): Il progetto Pianazzola. Bollettino Della Societa Geologica Italiana, Supplemento, 6, 17–27*.
- Alewell, C., Borrelli, P., Meusburger, K., & Panagos, P. (2019). Using the USLE: Chances, challenges and limitations of soil erosion modelling. *International Soil and Water Conservation Research, 7(3)*, 203–225. <https://doi.org/10.1016/j.iswcr.2019.05.004>
- APAT. (2006). *Fenomeni di dissesto geologico - idraulico sui versanti*.
- ARPA Lombardia. (2004). *Il territorio. Rapporto Sullo Stato Dell'ambiente in Provincia Di Sondrio*.
- Ballabio, C., Panagos, P., & Monatanarella, L. (2016). Mapping topsoil physical properties at European scale using the LUCAS database. *Geoderma*. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2015.07.006>
- Bocchiola, D., Casale, F., Stucchi, L., & Bombelli, G. (2020). Future hydrology of Alpine rivers of Italy: the Interreg project GE.RI.KO Mera. *EGU General Assembly 2020, Online, 4–8 May 2020, EGU2020-20231*. <https://doi.org/10.5194/egusphere-egu2020-20231>
- Danabasoglu, G., Lamarque, J. F., Bacmeister, J., Bailey, D. A., DuVivier, A. K., Edwards, J., Emmons, L. K., Fasullo, J., Garcia, R., Gettelman, A., Hannay, C., Holland, M. M., Large, W. G., Lauritzen, P. H., Lawrence, D. M., Lenaerts, J. T. M., Lindsay, K., Lipscomb, W. H., Mills, M. J., ... Strand,

- W. G. (2020). The Community Earth System Model Version 2 (CESM2). *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 12(2), 1–35. <https://doi.org/10.1029/2019MS001916>
- Desio, A. (1952). *Geologia Applicata all' Ingegneria*. By Ardito Desio. pp. xviii + 851, with 305 figs. Ulrico Hoepli, Milan, 1949. *Geological Magazine*. <https://doi.org/10.1017/s0016756800067352>
- EC-Earth Consortium (EC-Earth). (2019). EC-Earth-Consortium EC-Earth3-Veg model output prepared for CMIP6 ScenarioMIP, Version 22/10/2020. *Earth Syst. Grid Fed.*
- European Commission. (2006). Thematic strategy for soil protection. *Com (2006)*, 1(11), 1829–1841. <http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/cbdv.200490137/abstract%5Cnhttp://scholar.google.com/scholar?hl=en&btnG=Search&q=intitle:Thematic+strategy+for+soil+protection#1>
- Eurostat. (2017). *LUCAS L'INDAGINE DELL'EU SULL'USO E SULLA COPERTURA DEL SUOLO*. <https://ec.europa.eu/eurostat/web/products-catalogues/-/ks-01-17-069>
- Fantappiè, M., Priori, S., & Costantini, E. A. C. (2015). Soil erosion risk, Sicilian Region (1:250,000 scale). *Journal of Maps*, 11(2), 323–341. <https://doi.org/10.1080/17445647.2014.956349>
- Fuso, F., Casale, F., Giudici, F., & Bocchiola, D. (2021). Future Hydrology of the Cryospheric Driven Lake Como Catchment in Italy under Climate Change Scenarios. *Climate*. <https://doi.org/10.3390/cli9010008>
- Geitner, C. (2014). I servizi ecosistemici del suolo. In *Intersezioni* (Vol. 51, Issue 2014).
- Gianinetto, M. (2019a). Estimation of biophysical and geophysical parameters: from qualitative to quantitative analysis. *Remote Sensing*.
- Gianinetto, M. (2019b). Interaction of the electromagnetic radiation with the Earth's surface. *Remote Sensing*.
- Gianinetto, M., Aiello, M., Polinelli, F., Frassy, F., Rulli, M. C., Ravazzani, G., Bocchiola, D., Chiarelli, D. D., Soncini, A., & Vezzoli, R. (2019). D-RUSLE: a dynamic model to estimate potential soil erosion with satellite time series in the Italian Alps. *European Journal of Remote Sensing*.

<https://doi.org/10.1080/22797254.2019.1669491>

Gianinetto, M., Aiello, M., Vezzoli, R., Rota Nodari, F., Polinelli, F. N., Frassy, F., Rulli, M. C., Ravazzani, G., Bocchiola, D., Soncini, A., Chiarelli, D. D., Passera, C., & Corbari, C. (2018). *Satellite-based cover management factor assessment for soil water erosion in the Alps*. October, 2. <https://doi.org/10.1117/12.2325536>

Gianinetto, M., Rota, F., & Aiello, M. (2017). HERASE: monitorare l'erosione del suolo nelle Alpi con tecniche Geomatiche. *ASITA 2017, November*, 633–640.

Gobiet, A., Kotlarski, S., Beniston, M., Heinrich, G., Rajczak, J., & Stoffel, M. (2014). 21st century climate change in the European Alps-A review. *Science of the Total Environment*, 493, 1138–1151. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2013.07.050>

Groppelli, B., Bocchiola, D., & Rosso, R. (2011). Spatial downscaling of precipitation from GCMs for climate change projections using random cascades: A case study in Italy. *Water Resources Research*, 47(3), 1–18. <https://doi.org/10.1029/2010WR009437>

Groppelli, B., Soncini, A., Bocchiola, D., & Rosso, R. (2011). Evaluation of future hydrological cycle under climate change scenarios in a mesoscale Alpine watershed of Italy. *Natural Hazards and Earth System Science*, 11(6), 1769–1785. <https://doi.org/10.5194/nhess-11-1769-2011>

Gualdi, S., Euro-mediterraneo, C., Climatici, I. C., & Nazionale, I. (2011). *Scenari futuri di cambiamento climatico nel Mediterraneo e in Italia Piano della Presentazione* :

IPCC. (2013). Summary for Policymakers. *Climate Change 2013 the Physical Science Basis: Working Group I Contribution to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, 18(3–4), 433–440. <https://doi.org/10.1260/095830507781076194>

ISPRA. (2014). *IDRAIM Sistema di valutazione idromorfologica, analisi e monitoraggio dei corsi d'acqua*.

Joint Research Centre, E. C. (2009). *Relazione tra degradazione del suolo, pratiche agricole rispettose del suolo e politiche rilevanti per il suolo*.

- Jones, R. J. A., Hiederer, R., Rusco, E., & Montanarella, L. (2005). Estimating organic carbon in the soils of Europe for policy support. *European Journal of Soil Science*. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2389.2005.00728.x>
- M. J. Kirkby, Royston Philip Charles Morgan, B. G. R. G. (1980). *Soil Erosion*.
- Mauritsen, T., Bader, J., Becker, T., Behrens, J., Bittner, M., Brokopf, R., Brovkin, V., Claussen, M., Crueger, T., Esch, M., Fast, I., Fiedler, S., Fläschner, D., Gayler, V., Giorgetta, M., Goll, D. S., Haak, H., Hagemann, S., Hedemann, C., ... Roeckner, E. (2019). Developments in the MPI-M Earth System Model version 1.2 (MPI-ESM1.2) and Its Response to Increasing CO₂. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 11(4), 998–1038. <https://doi.org/10.1029/2018MS001400>
- O'Neill, B. C., Tebaldi, C., Van Vuuren, D. P., Eyring, V., Friedlingstein, P., Hurtt, G., Knutti, R., Kriegler, E., Lamarque, J. F., Lowe, J., Meehl, G. A., Moss, R., Riahi, K., & Sanderson, B. M. (2016). The Scenario Model Intercomparison Project (ScenarioMIP) for CMIP6. *Geoscientific Model Development*, 9(9), 3461–3482. <https://doi.org/10.5194/gmd-9-3461-2016>
- Panagos, P., Borrelli, P., Meusburger, K., Alewell, C., Lugato, E., & Montanarella, L. (2015). Estimating the soil erosion cover-management factor at the European scale. *Land Use Policy*. <https://doi.org/10.1016/j.landusepol.2015.05.021>
- Panagos, P., Borrelli, P., Poesen, J., Ballabio, C., Lugato, E., Meusburger, K., Montanarella, L., & Alewell, C. (2015). The new assessment of soil loss by water erosion in Europe. *Environmental Science and Policy*, 54, 438–447. <https://doi.org/10.1016/j.envsci.2015.08.012>
- Parlamento europeo. (2002). DECISIONE N. 1600/2002/CE DEL PARLAMENTO EUROPEO E DEL CONSIGLIO del 22 luglio 2002 che istituisce il sesto programma comunitario di azione in materia di ambiente. *Gazzetta Ufficiale Delle Comunità Europee*, 4, 1–15.
- Renard, K., Foster, G., Weesies, G., McCool, D., & Yoder, D. (1997). Predicting soil erosion by water: a guide to conservation planning with the Revised Universal Soil Loss Equation (RUSLE). In *Agricultural Handbook No. 703*. <https://doi.org/DC0-16-048938-5> 65–100.

- Schindler Wildhaber, Y., Michel, C., Burkhardt-Holm, P., Bänninger, D., & Alewell, C. (2012). Measurement of spatial and temporal fine sediment dynamics in a small river. *Hydrology and Earth System Sciences*, 16(5), 1501–1515. <https://doi.org/10.5194/hess-16-1501-2012>
- Simoni, S., Ceddia, M., Vignoli, G., Serra, R., & Comiti, F. (2018). *Il Monitoraggio del Trasporto Solido : l'esperienza in ARPA Lombardia*.
- Soncini, A., Bocchiola, D., Azzoni, R., & Diolaiuti, G. (2017). *A methodology for monitoring and modeling of high altitude Alpine catchments*.
- USDA. (1972). *Rainfall-erosion losses from cropland east of the rocky mountains: guide for selection of practices for soil and water conservation* (pp. 1–46).
- WSL. (2018). Otto vittime causate da una frana ed elevati danni a causa di temporali. *Istituto per Lo Studio Della Neve e Delle Valanghe*, 2017–2019.