

Scuola di Dottorato in Scienze e Ingegneria
dell'Ambiente, delle Costruzioni e dell'Energia (SIACE)



UNIVERSITÀ
DELLA CALABRIA

UNIVERSITA' DELLA CALABRIA

Dipartimento di Biologia, Ecologia e Scienze della Terra (DiBEST)

Dottorato di Ricerca in
SCIENZE E INGEGNERIA DELL'AMBIENTE, DELLE COSTRUZIONI E
DELL'ENERGIA

CICLO XXXII

**Sviluppo di una nuova applicazione GIS open-source per la stima della
produzione di sedimenti e del trasporto solido a scala di bacino
idrografico.**

Settore Scientifico Disciplinare:

GEO 02 – GEOLOGIA STRATIGRAFICA E SEDIMENTOLOGIA

*Coordinatore: Chiar.mo Prof. Salvatore **CRITELLI***

Firma _____

*Supervisore: Chiar.ma Prof.ssa Rosanna **DE ROSA***

Firma _____

*Co-supervisore: Prof. Rocco **DOMINICI***

Firma _____

Dottorando:
Dott. Salvatore **LAROSA**

Firma _____

“Ad Angelo e Giorgio”



Leonida Rèpaci

Data di nascita: 5. Aprile 1898

Data di morte: 19. Luglio 1985

Reggio 1959

“La Calabria è all'ordine del giorno della Nazione per due ragioni. Per le alluvioni e per il banditismo. Ogni anno leggiamo di abitati che le alluvioni travolgono a valle, di ponti che crollano, di montagne che si spaccano per effetto di erosioni secolari, di fiumare che allagano i còtti, di creature umane e di bestie che galleggiano sulla cresta dei torrenti. È una specie di catastrofe ecologica quella che si prospetta sulla Calabria, alla cui minaccia si deve porre riparo senza indugio se non si vuole che il suolo minato dalla vecchiezza, non protegga contro le frane e contro le piogge, non tenga più la trama come un vestito troppo liso. [...] L'altra ragione è il banditismo. [...] Ora la verità è che ci sono banditi in Calabria come dappertutto. Se il fenomeno in Calabria appare più preoccupante è perché, messo in rapporto con la situazione politica e sociale che ne determina l'esistenza, non si vede come si possa risanare l'albero malato senza bonificargli la terra intorno.”

Sommario

1	Introduzione	16
2	Processi complessi (erosione).....	21
2.1	I processi erosivi a scala di bacino idrografico	21
2.2	L'erosione idrica (water erosion).....	23
2.2.1	Erosione per impatto (<i>splash erosion</i>).....	25
2.2.2	Erosione laminare (<i>sheet erosion</i>)	26
2.2.3	Erosione per rigagnoli (<i>rill erosion</i>)	26
2.2.4	Erosione per burronamento (<i>gully erosion</i>)	27
2.3	Trasporto.....	27
2.4	Sedimentazione	29
3	Modelli e metodi per la valutazione della perdita di suolo.....	31
3.1	Modelli empirici	32
3.2	Modelli concettuali	33
3.3	Modelli fisicamente basati	33
3.4	Breve panoramica sui modelli noti	34
3.5	Il metodo di Gavrilović (<i>Erosion Potential Method</i>)	37
4	Miglioramenti al modello EPM	41
4.1	I parametri.....	41
4.2	Indice di connettività.....	44
4.3	Fattore peso e scabrezza (Weighting factor e Roughness)	46
4.4	Sediment Delivery Ratio (ξ).....	49
4.5	Metodo a celle quadrate	52
5	Dataset utilizzati.....	54
5.1	DTM.....	54
5.1.1	Pendenza (<i>slope</i>)	55
5.1.2	Esposizione versanti (<i>aspect</i>).....	56

5.2	Geologia	57
5.3	Uso del Suolo	59
5.4	Precipitazioni e Temperatura.....	60
6	Il plug-in EPMGIS -YES (Yield Erosion Sediment).....	62
6.1	Premessa	63
6.2	Metodologia.....	65
6.2.1	Pre-processing.....	65
6.2.2	Inserimento dei coefficienti	67
6.2.3	Dati termo-pluviometrici	68
6.2.4	Calcolo finale	71
7	Casi studio e risultati	73
7.1	Bacino Fiume Aron.....	79
7.2	Bacino Fiumara Sfalassà	89
7.3	Bacino Fiumara di Favazzina	96
7.4	Bacino Torrente Cannello.....	103
7.5	Bacino Riu Solanas (Progetto MAREGOT)	110
7.6	Bacino Fiume Esaro (Diga Farneto del Principe)	118
7.7	Bacino Fiume Savuto (Diga del Savuto).....	127
7.8	Discussione sui risultati ottenuti.....	134
8	Conclusioni	138
	Bibliografia.....	142

Indice delle Figure

Figura 2-1 Meccanismo dell'erosione idrica [SoilWeb]	24
Figura 2-2 Principali forme di erosione idrica (Hillel, 1998).....	25
Figura 2-3 Principali tipi di erosione del suolo	26
Figura 2-4 Diagramma di Hjulström (1935)	28
Figura 4-1 Definizione di upslope e downslope	46
Figura 4-2 Relazione tra IC e SDR al variare di k	52
Figura 5-1 Finestra mobile utilizzate per il calcolo della pendenza.	56
Figura 5-2 Grafico per la determinazione dell'Indice GSI in rocce eterogenee....	59
Figura 6-1 Flow-chart di tutte le operazioni eseguite dall'applicazione.....	65
Figura 6-2 Finestra di configurazione iniziale dell'applicazione EPMGIS-YES ..	65
Figura 6-3 Finestra di dialogo per le operazioni di pre-processing.	67
Figura 6-4 Finestra di dialogo per l'inserimento dei coefficienti.....	68
Figura 6-5 Finestra di dialogo per la definizione dei dati pluviometrici	69
Figura 6-6 Finestra di dialogo per la definizione dei dati di temperatura	70
Figura 6-7 Calcolo dati termo-pluviometrici con regressione lineare	70
Figura 6-8 Finestra di dialogo per il calcolo finale	71
Figura 6-9 Report finale generato alla fine del processo in cui vengono riportati tutte le informazioni relative al bacino idrografico analizzato.....	72
Figura 7-1 Localizzazione dei Bacini Idrografici studiati.....	74
Figura 7-2 Curve ipsografiche dei bacini idrografici studiati. a) Fiume Aron, b) Fiumara Sfalassà, c) Fiumara Favazzina, d) Torrente Cannello.....	75
Figura 7-3 Curve ipsografiche dei bacini idrografici studiati. e) Riu Solanas, f) Fiume Esaro, g) Fiume Savuto.....	76
Figura 7-4 Differenti forme di curve ipsometriche di un bacino idrografico.	77
Figura 7-5 Curve ipsometriche dei bacini idrografici studiati. a) Fiume Aron, b) Fiumara Sfalassà, c) Fiumara Favazzina, d) Torrente Cannello.....	77
Figura 7-6 Curve ipsometriche dei bacini idrografici studiati. e) Riu Solanas, f) Fiume Esaro, g) Fiume Savuto.....	78
Figura 7-7 Rappresentazione della distribuzione spaziale di W (Bacino Fiume Aron). Le classi in legenda indicano il contributo in percentuale nella produzione di sedimenti all'interno del bacino: 0-20, basso, 40-60, medio, 80-100 alto.....	80
Figura 7-8 Rappresentazione della distribuzione spaziale dell'indice di connettività (IC) e del rapporto di rilascio dei sedimenti SDR (Bacino Fiume Aron)	84

Figura 7-9 Confronto tra IC e SDR (Fiume Aron)	84
Figura 7-10 Distribuzione spaziale dei coefficienti X (coefficiente inerente l'uso del suolo), Y (coefficiente inerente la litologia) e Z (coefficiente di erosione relativa) (Fiume Aron)	85
Figura 7-11 Istogramma della distribuzione dei coefficienti X, Y e Z in relazione alla superficie del bacino idrografico, espressa in Km ² (Bacino Fiume Aron)	87
Figura 7-12 Rappresentazione della distribuzione spaziale dei sottobacini del Bacino del Fiume Aron	88
Figura 7-13 Rappresentazione della distribuzione spaziale di W (Bacino Fiumara Sfalassà). Le classi in legenda indicano il contributo in percentuale nella produzione di sedimenti all'interno del bacino: 0-20, basso, 40-60, medio, 80-100 alto.....	90
Figura 7-14 Rappresentazione della distribuzione spaziale dell'indice di connettività (IC) e del rapporto di rilascio dei sedimenti SDR (Fiumara Sfalassà)	93
Figura 7-15 Confronto tra IC e SDR (Fiumara Sfalassà).....	93
Figura 7-16 Distribuzione spaziale dei coefficienti X (coefficiente inerente l'uso del suolo), Y (coefficiente inerente la litologia) e Z (coefficiente di erosione relativa) (Fiumara Sfalassà)	94
Figura 7-17 Istogramma della distribuzione dei coefficienti X, Y e Z in relazione alla superficie del bacino idrografico, espressa in Km ² (Bacino Fiume Sfalassà)	96
Figura 7-18 Rappresentazione della distribuzione spaziale di W (Bacino Fiumara di Favazzina). Le classi in legenda indicano il contributo in percentuale nella produzione di sedimenti all'interno del bacino: 0-20, basso, 40-60, medio, 80-100 alto.....	97
Figura 7-19 Rappresentazione della distribuzione spaziale dell'indice di connettività (IC) e del rapporto di rilascio dei sedimenti SDR (Fiumara di Favazzina).....	100
Figura 7-20 Confronto tra IC e SDR (Fiumara di Favazzina).....	100
Figura 7-21 Distribuzione spaziale dei coefficienti X (coefficiente inerente l'uso del suolo), Y (coefficiente inerente la litologia) e Z (coefficiente di erosione relativa) (Fiumara di Favazzina).....	101
Figura 7-22 Istogramma della distribuzione dei coefficienti X, Y e Z in relazione alla superficie del bacino idrografico, espressa in Km ² (Bacino Fiumara di Favazzina).....	103

Figura 7-23 Rappresentazione della distribuzione spaziale di W (Bacino Torrente Canello). Le classi in legenda indicano il contributo in percentuale nella produzione di sedimenti all'interno del bacino: 0-20, basso, 40-60, medio, 80-100 alto.	104
Figura 7-24 Rappresentazione della distribuzione spaziale dell'indice di connettività (IC) e del rapporto di rilascio dei sedimenti SDR (Bacino Torrente Canello).....	107
Figura 7-25 Confronto tra IC e SDR (Torrente Canello)	107
Figura 7-26 Distribuzione spaziale dei coefficienti X (coefficiente inerente l'uso del suolo), Y (coefficiente inerente la litologia) e Z (coefficiente di erosione relativa) (Torrente Canello)	108
Figura 7-27 Istogramma della distribuzione dei coefficienti X, Y e Z in relazione alla superficie del bacino idrografico, espressa in Km ² (Bacino Torrente Canello)	110
Figura 7-28 Rappresentazione della distribuzione spaziale di W (Bacino Riu Solanas). Le classi in legenda indicano il contributo in percentuale nella produzione di sedimenti all'interno del bacino: 0-20, basso, 40-60, medio, 80-100 alto.	112
Figura 7-29 Rappresentazione della distribuzione dell'indice di connettività (IC) e del rapporto di rilascio dei sedimenti SDR (Bacino Riu Solanas).....	115
Figura 7-30 Confronto tra IC e SDR (Riu Solanas)	115
Figura 7-31 Distribuzione spaziale dei coefficienti X (coefficiente inerente l'uso del suolo), Y (coefficiente inerente la litologia) e Z (coefficiente di erosione relativa) (Riu Solanas).....	116
Figura 7-32 Istogramma della distribuzione dei coefficienti X, Y e Z in relazione alla superficie del bacino idrografico, espressa in Km ² (Bacino Riu Solanas)...	118
Figura 7-33 Rappresentazione della distribuzione spaziale di W (Fiume Esaro). Le classi in legenda indicano il contributo in percentuale nella produzione di sedimenti all'interno del bacino: 0-20, basso, 40-60, medio, 80-100 alto.....	119
Figura 7-34 Rappresentazione della distribuzione spaziale dell'indice di connettività (IC) e del rapporto di rilascio dei sedimenti SDR (Fiume Esaro)	124
Figura 7-35 Confronto tra IC e SDR (Fiume Esaro).....	124
Figura 7-36 Distribuzione spaziale dei coefficienti X (coefficiente inerente l'uso del suolo), Y (coefficiente inerente la litologia) e Z (coefficiente di erosione relativa) (Fiume Esaro).....	125

Figura 7-37 Istogramma della distribuzione dei coefficienti X, Y e Z in relazione alla superficie del bacino idrografico, espressa in Km ² (Bacino Fiume Esaro) .	127
Figura 7-38 Rappresentazione della distribuzione spaziale di W (Bacino Fiume Savuto). Le classi in legenda indicano il contributo in percentuale nella produzione di sedimenti all'interno del bacino: 0-20, basso, 40-60, medio, 80-100 alto.	128
Figura 7-39 Rappresentazione della distribuzione spaziale dell'indice di connettività (IC) e del rapporto di rilascio dei sedimenti SDR (Fiume Savuto)	131
Figura 7-40 Confronto tra IC e SDR (Fiume Savuto)	131
Figura 7-41 Distribuzione spaziale dei coefficienti X (coefficiente inerente l'uso del suolo), Y (coefficiente inerente la litologia) e Z (coefficiente di erosione relativa) (Fiume Savuto)	132
Figura 7-42 Istogramma della distribuzione dei coefficienti X, Y e Z in relazione alla superficie del bacino idrografico, espressa in Km ² (Bacino Fiume Savuto)	134

Indice delle Tabelle

Tabella 3-1 Diversi modelli per la stima di perdita del suolo (<i>Merritt et al. 2003</i>)	36
Tabella 3-2 Categorie e intervalli del coefficiente Z	38
Tabella 4-1 Coefficienti per il fattore Y (Geologia).....	42
Tabella 4-2 Coefficienti per il fattore X (Uso del suolo).....	42
Tabella 4-3 Coefficienti per il fattore ϕ (Geomorfologia).....	43
Tabella 4-4 Confronto tra differenti metodi di tipo empirico per il calcolo di SDR per i bacini utilizzati nei casi studio.	50
Tabella 5-1 Tabella di riferimento per la classe di appartenenza dell'ammasso roccioso, in base al valore di RMR (Bieniawski, 1989).....	58
Tabella 7-1 Tabella riassuntiva di tutti i bacini idrografici studiati sulla quale vengono riportati i valori di quota e pendenza. Le quote sono espresse in metri mentre le pendenze sono espresse in percentuale (%).	74
Tabella 7-2 Tabella riassuntiva dei valori ottenuti di volume di sedimenti prodotti (Wy) e volumi di sedimenti che arrivano alla sezione di chiusura al netto della rideposizione (Gy) in relazione al Sediment Delivery Ratio (ξ), per tutti i casi studio.	78
Tabella 7-3 Risultato finale del Bacino Fiume Aron.	80
Tabella 7-4 Categorie dell'Uso del suolo, (Bacino Fiume Aron).....	81
Tabella 7-5 Categorie della Geologia, (Bacino Fiume Aron).....	82
Tabella 7-6 Categorie fattore geomorfologico (frane), (Bacino Fiume Aron)	83
Tabella 7-7 Categorie fattore geomorfologico (Idrografia), (Bacino Fiume Aron)	83
Tabella 7-8 Categorie fattore geomorfologico (pendenze), (Bacino Fiume Aron)	83
Tabella 7-9 Parametri ottenuti utilizzando l'opzione multi-bacini. Calcolo finale di ogni sotto-bacino del Fiume Aron.	88
Tabella 7-10 Risultato finale Bacino Fiumara Sfalassà	90
Tabella 7-11 Categorie dell'Uso del suolo, (Bacino Fiumara Sfalassà).....	91
Tabella 7-12 Categorie della Geologia, (Bacino Fiumara Sfalassà).....	91
Tabella 7-13 Categorie fattore geomorfologico (frane), (Bacino Fiumara Sfalassà)	92

Tabella 7-14	Categorie fattore geomorfologico (Idrografia), (Bacino Fiumara Sfalassà)	92
Tabella 7-15	Categorie fattore geomorfologico (pendenze), (Bacino Fiumara Sfalassà)	92
Tabella 7-16	Risultato finale Bacino Fiumara di Favazzina	97
Tabella 7-17	Categorie dell'Uso del suolo, (Bacino Fiumara di Favazzina)	98
Tabella 7-18	Categorie della Geologia, (Bacino Fiumara di Favazzina)	98
Tabella 7-19	Categorie fattore geomorfologico (frane), (Bacino Fiumara di Favazzina)	99
Tabella 7-20	Categorie fattore geomorfologico (Idrografia), (Bacino Fiumara di Favazzina)	99
Tabella 7-21	Categorie fattore geomorfologico (pendenze), (Bacino Fiumara di Favazzina)	99
Tabella 7-22	Risultato finale Bacino Torrente Cannello	104
Tabella 7-23	Categorie dell'Uso del suolo, (Bacino Torrente Cannello)	105
Tabella 7-24	Categorie della Geologia, (Bacino Torrente Cannello)	105
Tabella 7-25	Categorie fattore geomorfologico (frane), (Bacino Torrente Cannello)	106
Tabella 7-26	Categorie fattore geomorfologico (Idrografia), (Bacino Torrente Cannello)	106
Tabella 7-27	Categorie fattore geomorfologico (pendenze), (Bacino Torrente Cannello)	106
Tabella 7-28	Risultato finale Bacino Riu Solanas	112
Tabella 7-29	Categorie dell'Uso del suolo, (Bacino Riu Solanas)	112
Tabella 7-30	Categorie della Geologia, (Bacino Riu Solanas)	113
Tabella 7-31	Categorie fattore geomorfologico (frane), (Bacino Riu Solanas)	114
Tabella 7-32	Categorie fattore geomorfologico (Idrografia), (Bacino Riu Solanas)	114
Tabella 7-33	Categorie fattore geomorfologico (pendenze), (Bacino Riu Solanas)	114
Tabella 7-34	Calcolo finale Fiume Esaro (Diga)	120
Tabella 7-35	Categorie dell'Uso del suolo, (Bacino Fiume Esaro)	120
Tabella 7-36	Categorie della Geologia, (Bacino Fiume Esaro)	121
Tabella 7-37	Categorie fattore geomorfologico (frane), (Bacino Fiume Esaro)	123

Tabella 7-38 Categorie fattore geomorfologico (Idrografia), (Bacino Fiume Esaro)	123
Tabella 7-39 Categorie fattore geomorfologico (pendenze), (Bacino Fiume Esaro)	123
Tabella 7-40 Calcolo finale Fiume Savuto (Diga)	129
Tabella 7-41 Categorie dell'Uso del suolo, (Bacino Fiume Savuto)	129
Tabella 7-42 Categorie della Geologia, (Bacino Fiume Savuto)	130
Tabella 7-43 Categorie fattore geomorfologico (Idrografia), (Bacino Fiume Savuto)	130
Tabella 7-44 Categorie fattore geomorfologico (pendenze), (Bacino Fiume Savuto)	130
Tabella 7-45 Tabella riassuntiva in cui vengono riportati i valori reali con i valori stimati dall'applicazione EPMGIS-YES.	135
Tabella 7-46 Tabella sull'analisi di sensitività dei parametri utilizzati nel metodo EPM (Dragičević et alii, 2017)	137

Indice delle Equazioni

Equazione 3-1 Formula di Gavrilović.....	38
Equazione 3-2 Coefficiente di temperatura	38
Equazione 3-3 Coefficiente di erosione specifica.....	38
Equazione 3-4 Coefficiente di erodibilità legato ai processi geomorfologici	38
Equazione 3-5 Volume trasportato alla sezione di chiusura.....	38
Equazione 4-1 Operazione algebrica di differenza tra pendenze e aste fluviali con le frane.....	44
Equazione 4-2 Indice di connettività secondo Borselli et al, 2008.....	45
Equazione 4-3 Indice di connettività.....	45
Equazione 4-4 Componente upslope.....	45
Equazione 4-5 Componente downslope	46
Equazione 4-6 Indice di scabrezza.....	47
Equazione 4-7 Fattore peso (Weigthing factor)	47
Equazione 4-8 Relazione tra SDR e superficie del bacino	49
Equazione 4-9 SDR secondo Boyce, 1975.....	49
Equazione 4-10 SDR secondo Renfro, 1975.....	49
Equazione 4-11 SDR secondo Vanoni, 1975	50
Equazione 4-12 SDR secondo USDA.....	50
Equazione 4-13 Densità di drenaggio (formula originale).....	51
Equazione 4-14 Densità di drenaggio (formula modificata)	51
Equazione 4-15 R calcolato con il metodo di Gavrilović.....	51
Equazione 4-16 SDR calcolato utilizzando IC.....	51
Equazione 5-1 Gradiente Est-Ovest e Nord-Sud della quota.	56
Equazione 5-2 Formula per il calcolo della pendenza.....	56
Equazione 5-3 Formula per il calcolo dell'esposizione dei versanti.....	57
Equazione 5-4 Formula per il calcolo dell'RMR.....	58

Ringraziamenti

Vorrei ringraziare la Prof.ssa Rosanna De Rosa e il Prof. Rocco Dominici, supervisore e co-supervisore di questa mia tesi di dottorato, oltre che per l'aiuto fornitomi in tutti questi anni e la grande conoscenza che mi hanno donato, per la disponibilità e precisione dimostratemi durante tutto il periodo di stesura.

Un grande ringraziamento a mia moglie Monica e a miei figli Angelo e Giorgio che, con il loro dolce e instancabile sostegno mi hanno permesso di raggiungere questo traguardo, contribuendo alla mia formazione personale.

Tutti i miei amici (e con tutti, intendo proprio tutti!) hanno avuto un peso determinante nel conseguimento di questo risultato. Agli amici dell'Istituto di Metodologie per l'Analisi Ambientale del Consiglio Nazionale delle Ricerche (Tito, PZ), istituto in cui lavoro da quando è iniziata questa esperienza, che mi hanno continuamente sostenuto in questo lungo percorso formativo della mia vita.

Grazie per aver condiviso con me in questi tre anni le esperienze più importanti, vi voglio bene.

Ringrazio inoltre l'ARPA della Regione Sardegna per i dati forniti in merito al Bacino Riu Solanas con i quali è stato possibile effettuare ulteriori test sull'applicazione sviluppata.

Abstract

The Erosion Potential Method is a model for qualifying the erosion severity and estimating the total annual sediment yield of a catchment area. The method includes a diverse set of equations, which are influenced by different factors such as geology, morphology, climate and soil use. This study describes a PyQGIS EPMGIS-YES (Yield Erosion Sediment) plug-in, which allows a semi-automatized use of the Erosion Potential Method in GIS environment.

In detail, it has been developed a plug-in using Python programming language that is made up by a series of operations allowing to estimate sediment production through a wizard procedure. The first stage consists in data pre-processing. It involves: i) loading of the layers (e.g. geological map, drainage network); ii) spatial selection of the catchment area; iii) elaboration of loaded layers (e.g. clipping, buffering). During the second stage, the user assigns a relative coefficient to each factor either by selecting a pre-loaded value from bibliographic sources or by inserting a value inferred by field observations and data. The third stage includes the addition of rainfall and temperature values loaded as: average values, point shapefiles (the plug-in calculates the average monthly values), or tables (the plug-in creates the linear regression depending on altitude). During the final stage, the plug-in executes the equation of EPM Model obtaining the sediment yield value at basin scale. Additionally, the user can use the “square cell” method choosing the appropriate option in the setting dialogue of the plug-in. This method divides the catchment area in a regularly-spaced grid which allow to carry out the distribution map of the sediment production during the final stage. The grid resolution can be variable both user-defined or equal to the input DTM (Digital Terrain Model) resolution.

In this work the actual sediment yield Gy has been derived from the total annual of volume of detached soil Wy using the Sediment Delivery Ratio (SDR) instead of the R parameter originally developed from Gavrilović for the EPM method. The determination of SDR is necessary to predict sediment yield at the outlet of catchment. A newer approach calculates the SDR ratio for a cell i_{th} from the connectivity index (IC). The IC index takes the assumption that the SDR depends on two different approaches dominated by the geometrical topographical properties of watershed and drainage path: i) the upslope approach and ii) the downslope approach. The use of the plug-in EPMGIS-YES for the estimation and spatial visualization of the sediments productions allows a fast and highly detailed (depending on the quality of the input data) identification of critical situations, as

problems at the catchment area scale. This information can be used in the medium-short time (>1 year) for planning the use of soil, the management of dikes and river sediments for beaches nourishment, as also for the mitigation of hydrogeological and coastal risks.

The plug-in EPMGIS-YES is an experimental software which is being testing in different catchments of Mediterranean and Alpine area and South America. Currently, an applied study is in progress in Sardinia Region (Italy) inside the MAREGOT Project in collaboration with ARPA Sardegna.

Capitolo 1

1 Introduzione

Nell'ambito di problemi che interessano la gestione delle risorse naturali in una Regione e la difesa e la protezione degli eventi estremi, lo studio e la modellazione dei fenomeni costituisce la base da cui partire per le successive attività di prevenzione del rischio.

Risulta fondamentale ricorrere allo studio di modelli e soluzioni proposti in letteratura per verificarne l'adattabilità a situazioni specifiche e da questi partire per lo sviluppo e l'implementazione di nuove metodologie applicate alla gestione programmata delle risorse e dei rischi naturali.

L'implementazione di modelli complessi solitamente prevede l'analisi di dati provenienti da diverse fonti: ciò implica la necessità di dover uniformare tutte le informazioni prima del loro utilizzo. L'omogeneizzazione e la normalizzazione del dato sono operazioni spesso molto difficili da gestire a meno che non si utilizzino sistemi in grado di velocizzare tutti i procedimenti che interessano un processo.

L'utilizzo dei GIS (Geographical Information System) gioca un ruolo chiave per la risoluzione di queste problematiche e negli ultimi anni ha trovato largo campo di applicazione nella messa a punto di sistemi di supporto alle decisioni per la pianificazione e la gestione sostenibile delle risorse naturali.

I GIS sono sistemi informatizzati in grado di immagazzinare e trattare dati descrittivi del mondo reale (dati geografici). I dati geografici sono rappresentati attraverso un modello informatico flessibile e capace di adattarsi ai fenomeni reali associando descrizioni alfanumeriche ad elementi geografici. Si tratta di uno strumento di analisi specificamente progettato per l'analisi di dati nello spazio, un insieme organizzato di hardware, software, dati, procedure e persone preposto ad acquisire, immagazzinare, aggiornare, elaborare, analizzare, visualizzare e restituire tutti i tipi di informazione di natura georeferita nella forma di rappresentazioni cartografiche. Può essere anche considerato come un sistema di supporto alle decisioni che inserisce informazioni geo-referenziate all'interno dei processi di risoluzione dei problemi. La georeferenziazione delle informazioni consente la visualizzazione delle relazioni nello spazio dei fenomeni oggetto di studio e la loro analisi con metodi quantitativi.

Questo lavoro si propone di analizzare e confrontare diversi modelli, passati e recenti, individuandone limiti e potenzialità, per poi passare alla costruzione di nuovi. Il presente progetto di ricerca si colloca, dunque, nel filone della gestione e valorizzazione delle risorse ambientali attraverso utilizzo di tecnologie avanzate nell'ambito di sistemi GIS: accesso e condivisione ad informazioni, prevedendo il ricorso a modelli flessibili progettati a seconda di esigenze specifiche, permettono il trasferimento di valore aggiunto al processo di conoscenza.

È stata sviluppata una nuova metodologia automatizzata per ottimizzare e velocizzare l'elaborazione di grandi quantità di dati, utilizzabile attraverso un'applicazione sviluppata utilizzando le librerie messe a disposizione dal software GIS QGIS che si basano sul linguaggio di programmazione Python. A tal fine si è fatto ricorso a l'utilizzo di tecnologie software di tipo open-source, comunemente chiamate GFOSS (*Geographic Free Open Source Software*), oltre che allo sviluppo ad hoc di applicativi software, facendo uso di librerie open-source.

Sono state applicate delle procedure di normalizzazione delle informazioni presenti e di nuova produzione, per garantire un dato di qualità sia dal punto di vista semantico che spaziale. Saranno utilizzate delle misurazioni dirette al fine di validare e calibrare i metodi sviluppati.

Inoltre è stata fatta una valutazione sui dati di *forecasting* proveniente da modelli meteorologici previsionali, ad esempio il WRF (Weather Research Forecasting Model), per consentire di studiare ed analizzare meglio il

comportamento di un determinato fenomeno che potrebbe generare eventi calamitosi ed in particolare per la stima quantitativa delle precipitazioni.

Uno dei principali contributi del presente lavoro di tesi di Dottorato è l'adozione di sistemi tecnologici innovativi che consentono una risoluzione immediata del problema posto, nell'ambito relativo a sistemi ambientali complessi. E ciò avviene attraverso l'analisi di grosse banche dati provenienti da più fonti e costituite da dati di diverse tipologia e passando alla costruzione di un sistema, che sia capace di far viaggiare le informazioni anche attraverso la rete. Nell'ambito dello studio di nuove metodologie applicate alla gestione dei rischi e risorse naturali si prevede la realizzazione di banche dati disaggregando al massimo le informazioni in modo da favorire:

- la velocità di ricerca;
- la riduzione del volume dei dati;
- l'eliminazione dei dati ridondanti;
- il controllo e la validazione;
- la consistenza dei dati.

Uno degli approcci più efficaci per affrontare problematiche relative agli studi ambientali, nella pianificazione territoriale e nella gestione del rischio e delle risorse naturali, consiste nell'impiego di procedure di *Geoprocessing* come strumento di supporto. Si tratta dell'esecuzione metodica di operazioni in sequenza su dati geografici per creare nuove informazioni al fine di automatizzare una procedura, anche con l'aiuto di diversi linguaggi di programmazione. Il *Geoprocessing* è dunque, il momento fondamentale per l'analisi geografica nella realizzazione di modelli applicativi complessi. L'utilizzo in ambiente GIS di modelli semi-quantitativi e di specifici plug-in di visualizzazione ed elaborazioni di dati complessi permette di identificare velocemente o con elevato dettaglio, in relazione alla qualità dell'informazione di input, criticità e problematiche nella scala di interesse ed identificare politiche di gestione ed uso del territorio a medio lungo-termine, finalizzate alla mitigazione del rischio.

La comunità scientifica ha acquisito ormai pienamente consapevolezza dell'importanza che riveste la componente spaziale dei dati nel processo di ricerca, soprattutto quando si tratta di voler interpretare fenomeni al fine di estendere i risultati.

I Sistemi Informativi Geografici trovano applicazione nel campo della pianificazione territoriale, dell'industria e dell'ingegneria negli anni '80 (*Marble*,

1984; Smith, 1987) e hanno avuto un notevole impulso contestualmente al progresso tecnologico che ha offerto hardware e software sempre più potenti e affidabili.

Le potenzialità di questi sistemi risiedono nella possibilità di implementazione, attraverso la raccolta, l'analisi e la visualizzazione delle informazioni di tipo qualitativo e quantitativo nello studio dei complessi sistemi naturali. Attualmente, le sperimentazioni condotte nella modellizzazione di processi geologici, legate alla risoluzione di problematiche relative alla riduzione dei rischi ed alla valorizzazione delle risorse naturali, è molto variegata. In letteratura esistono diversi modelli semi-quantitativi che si basano su equazioni di tipo empirico e che mettono in relazione fattori di tipo climatico, uso del suolo, processi geomorfologici e geologici. Tuttavia tali modelli spesso si scontrano con i problemi legati alla strutturazione dei dati stessi e alla complessità dei fenomeni naturali che si vanno ad analizzare.

In particolare ci sono esempi relativi a modelli per lo studio della stima di produzione di sedimenti di un bacino idrografico, basati su metodi semi-quantitativi, ma che necessitano di tempi lunghi di calcolo per giungere al risultato finale.

Tale problema è stato affrontato di recente: si fa riferimento nello specifico ad una metodologia messa a punto per l'implementazione di un nuovo modello utile al fine di calcolare l'erosione potenziale (EPM) all'interno di un bacino idrografico, sviluppato per corsi d'acqua a carattere torrentizio e in un contesto climatico di tipo mediterraneo.

Per consentire una mappatura di maggior dettaglio all'interno di un bacino idrografico, è stata adottata una nuova metodologia di calcolo che consiste nel suddividere l'area di bacino in maglie quadrate con lato con dimensione variabile in modo da calcolare per singola cella il contributo sulla produzione di sedimenti.

Le dimensioni della cella di riferimento su cui è stata eseguita l'analisi può essere modificata sulla base della scala di dettaglio che si vuole raggiungere e dipende direttamente dalla risoluzione spaziale dei dati di input utilizzati.

Attraverso l'implementazione di una procedura per il calcolo dell'indice di connettività, tra il materiale presente all'interno di un bacino idrografico e il reticolo idrografico, ha permesso di individuare il volume di materiale che arriva ad alimentare un'ipotetica unità fisiografica costiera o precludere il funzionamento di un invaso artificiale. L'indice di connettività è stato utilizzato per il calcolo del

Rapporto di rilascio dei sedimenti (*Sediment Delivery Ratio*) con il quale è possibile valutare la quantità di materiale che arriva alla sezione di chiusura del bacino idrografico studiato.

Le analisi sono state eseguite in ambiente GIS attraverso l'uso del software open source QGIS. Per il caso specifico è stato sviluppato un plug-in in ambiente PyQGIS che consente di velocizzare i calcoli attraverso una procedura di tipo wizard e di inserire ed elaborare, da parte dell'utente, i parametri necessari per il calcolo della stima di produzione di sedimenti attraverso la formula di Gavrilović (*Larosa, 2015*). Il plug-in consente un'estrema velocizzazione del calcolo e di operare calibrazioni e validazioni sulla base di dati diretti. Inoltre, permette di incrementare l'accuratezza del calcolo in quanto è possibile dettagliare i singoli parametri richiesti dal metodo di Gavrilović; ad esempio è possibile operare sulla distribuzione dei parametri termo-pluviometrici (*Cianflone et al., 2015*) e sul coefficiente di erosione facendo riferimento alla caratterizzazione quantitativa della resistenza all'erosione degli ammassi rocciosi (*Auddino et al., 2015, Vacca et al., 2015*).

La metodologia è stata applicata su alcuni bacini idrografici che ricadono nel territorio della Regione Calabria, scelti sulla base delle caratteristiche morfologiche e della disponibilità dei dati disponibili in contesti geografici differenti.

Capitolo 2

2 Processi complessi (erosione)

Il processo erosivo può assumere vari aspetti, che possono permanere isolati ma anche essere collegati fra loro in una successione sia temporale che spaziale (da quote più elevate a quote inferiori), ciascuno dei quali produce forme proprie, chiaramente individuabili e distinguibili dalle altre. In questo capitolo verranno trattati in modo particolare i processi erosivi che derivano dall'effetto dell'acqua sul suolo. Si farà un breve cenno sulle varie tipologie di erosione idrica e del suo effetto al suolo, focalizzando la problematica sulla perdita di suolo dovuta all'erosione.

2.1 I processi erosivi a scala di bacino idrografico

Il processo di degradazione del suolo può essere dovuto sia a cause naturali che ad attività di tipo antropico. Solitamente vengono distinte tre forme di degradazione o erosione: biologica, chimica e fisica.

Per degradazione biologica si intende la riduzione della sostanza organica nei suoli e quella nei processi di biodiversità. La degradazione chimica riguarda l'acidificazione, la salinizzazione e la perdita di nutrienti e produttività. Mentre la degradazione fisica comprende la distruzione della struttura del suolo, la compattazione e l'erosione.

In particolare quest'ultimo processo identifica l'asportazione dello strato di suolo prossimo alla superficie ed un processo che può dipendere dall'azione dell'acqua, del vento ed in certe zone anche dai ghiacciai.

Questi tre agenti consentono di suddividere il tipo di erosione in:

- erosione idrica;
- erosione eolica;
- erosione glaciale.

Nelle regioni con clima di tipo temperato i rischi maggiori sono legati all'erosione idrica. La perdita di suolo è oggi uno dei più seri problemi ambientali, in quanto provocando la perdita dello stato fertile rappresenta una grave minaccia del territorio e delle risorse idriche dalle quali l'uomo dipende per il suo sostentamento. Seppur con grande approssimazione, i valori estremi di formazione del suolo variano da 0,1 a 13,4 t ha⁻¹ anno⁻¹, corrispondenti ad una crescita fra circa 0,01 e 0,9 mm anno⁻¹ rispettivamente, viceversa in condizioni di erosione normali si calcola che vengono asportati da 0,25 a 1,5 t ha⁻¹ anno⁻¹ di suolo (*Persicani, 1989*). Gli eventi naturali (precipitazioni intense, movimenti di massa) e le attività antropiche (disboscamenti, incendi boschivi) possono alterare la situazione di equilibrio tra il processo di pedogenesi ed asportazione del suolo. I processi erosivi hanno una diversa incisività in funzione dello spessore e della formazione del suolo. Infatti in rocce granitiche la pedogenesi è molto più lenta rispetto a rocce tenere ne consegue che l'erosione su quest'ultime potrebbe risultare sopportabile rispetto alla prima situazione.

Dal punto di vista scientifico possiamo differenziare, a livello di scala spaziale di bacino idrografico, tre tipologie di erosione del suolo: l'erosione del suolo (soil erosion) propriamente detta quando si parla di erosione di suolo quando si fa riferimento al fenomeno locale di distacco e movimento del materiale; la perdita di suolo (soil loss) se ci si riferisce alla quantità totale di materiale asportata da un campo, da un pendio o da un versante; la produzione di sedimento (sediment yield) quando calcoliamo la quantità di detrito prodotto da bacino idrografico.

Il processo di erosione è un fenomeno costantemente monitorato, in quanto, rappresenta il principale fattore di controllo del rischio idrogeologico e dei differenti effetti ad esso associato (*Rahman et al., 2009; Terranova et al., 2009*). Inoltre rappresenta una minaccia anche per l'agricoltura in quanto i processi

erosivi tendono a ridurre localmente lo spessore di suolo coltivabile, nonché le sostanze organiche, i sali e le particelle fini che rendono il terreno fertile.

La riduzione del profilo pedogenetico del suolo, a seguito all'asportazione dei primi centimetri di suolo, è spesso controllata dalla copertura vegetale, di conseguenza l'utilizzo agricolo incontrollato dei terreni da parte dell'uomo potrebbe contribuire ad attivare tale fenomeno. Infatti, l'utilizzo del terreno ad uso pascolo, la produzione agricola intensiva, l'eccessivo sfruttamento del legname, vanno ad intaccare l'equilibrio che esiste, tra la quantità di biomassa "protettiva" e l'aggressività degli agenti atmosferici (*Pimentel & Burgess, 2013*). Ciò innesca un processo che porta, nel giro di pochi anni, alla condizione di terreno completamente spoglio, vulnerabile per i vari processi di erosione.

Oltre ad una sorta di desertificazione, l'asportazione e la conseguente deposizione del materiale eroso, tende a ridurre la portata dei corsi d'acqua, a causa del restringimento latero verticale, con conseguente aumentando dei rischi di inondazione.

Infine lo studio dei processi di erosione, rappresenta uno dei principali strumenti per la valutazione dei bilanci sedimentari a scala di bacino e di unità fisiografica costiera, per la gestione dei sedimenti fluvio-torrentizi (*Rinaldi et al., 2010*) e per gli interventi a medio lungo termine di mitigazione del rischio erosione costiera (*Dominici et al., 2015*). Inoltre, la sedimentazione del materiale interna al bacino riduce drasticamente l'efficienza e la durata di servizio degli invasi artificiali, causandone l'interrimento (*Vacca et al., 2016c*).

2.2 L'erosione idrica (water erosion)

La precipitazione è il fattore principale che innesca i processi di erosione idrica. L'erosione idrica può essere prodotta dall'acqua sia per effetto di fenomeni naturali (pioggia, neve) che artificiali (irrigazione). Quando per effetto della pioggia l'acqua raggiunge il suolo in modo diretto, per l'assenza di vegetazione (precipitazione diretta) o gocciolando dalle foglie o scorrendo lungo i fusti, parte di essa si infiltra con tempi e modalità che dipendono dall'intensità della pioggia e dalle caratteristiche idrauliche del suolo, parte viene intercettata dalla vegetazione che la restituisce mediante evapotraspirazione e parte si muove sulla superficie del suolo mediante un meccanismo definito di runoff o ruscellamento superficiale.

La perdita di suolo per erosione idrica consiste in quattro fasi principali (Figura 2-1). La pioggia che cade direttamente sulla superficie del suolo fa il primo contatto con il suolo e produce un fenomeno erosivo denominato rainsplash in cui si verifica il distacco delle particelle di suolo nel momento in cui la goccia cade al suolo e vince le forze di coesione. Successivamente, le particelle di terreno vengono trasportate rotolando, schizzando o trascinando e traslocando in un altro posto. Infine, la particella del suolo viene depositata in qualche altro posto ad un'altitudine inferiore [SoilWeb].

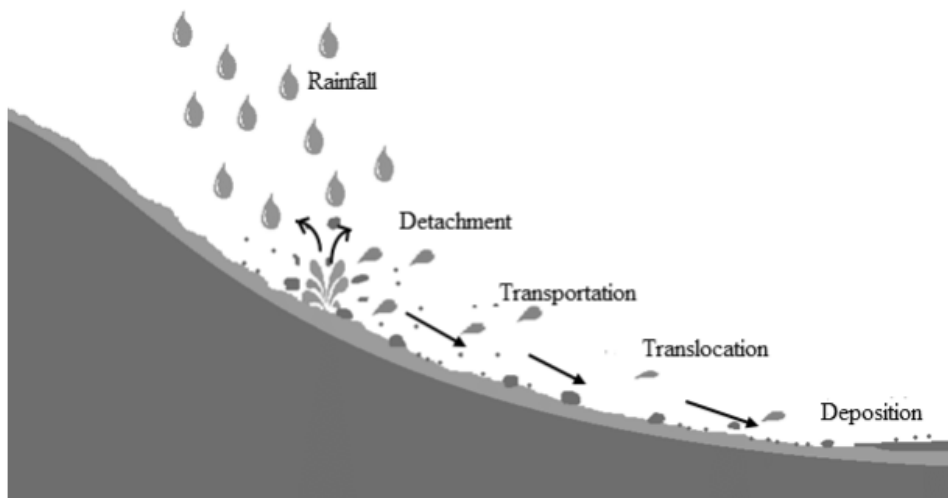


Figura 2-1 Meccanismo dell'erosione idrica [SoilWeb]

Quando la particella di suolo si deposita all'interno di un fiume, allora tale processo è noto come processo di sedimentazione. La sedimentazione incontrollata nei fiumi può causare degrado delle acque, distruzione dell'habitat acquatico, abbassamento del livello dei fiumi e quindi un aumento del rischio di alluvioni a causa della riduzione della capacità di stoccaggio dell'acqua all'interno di un bacino (Ling et al, 2016).

Il distacco (*detachment*) delle particelle di suolo dallo strato superficiale si verifica nel momento in cui le forze erosive delle gocce di pioggia e il dilavamento superficiale superano la resistenza del suolo all'erosione (Teklehaimanot, 2003). Tale processo può essere dovuto all'impatto delle gocce di pioggia, al deflusso superficiale o al deflusso nelle fratture, fenomeni che hanno luogo durante gli eventi piovosi. L'erosione è, quindi, un processo complesso influenzato da numerosi fattori quali il clima, la tipologia di suolo, la morfologia del paesaggio, l'idrologia, la copertura vegetale, le colture nonché i sistemi di lavorazione e di coltivazione condotti nell'area in esame. Tali fattori sono tra loro correlati ed in

grado di determinare, in differente misura, l'entità del processo erosivo e le sue variazioni nello spazio e nel tempo.

Le forme di erosione dovute all'azione dell'acqua possono essere suddivise in:

- erosione non incanalata o diffusa:
 - erosione da pioggia (splash erosion);
 - erosione laminare (sheet erosion).
- erosione incanalata:
 - per ruscellamento (rill erosion);
 - per burronamento (gully erosion).
- erosione di massa:
 - per franamento (slumping, landsliding);
 - per smottamento (earthflow).

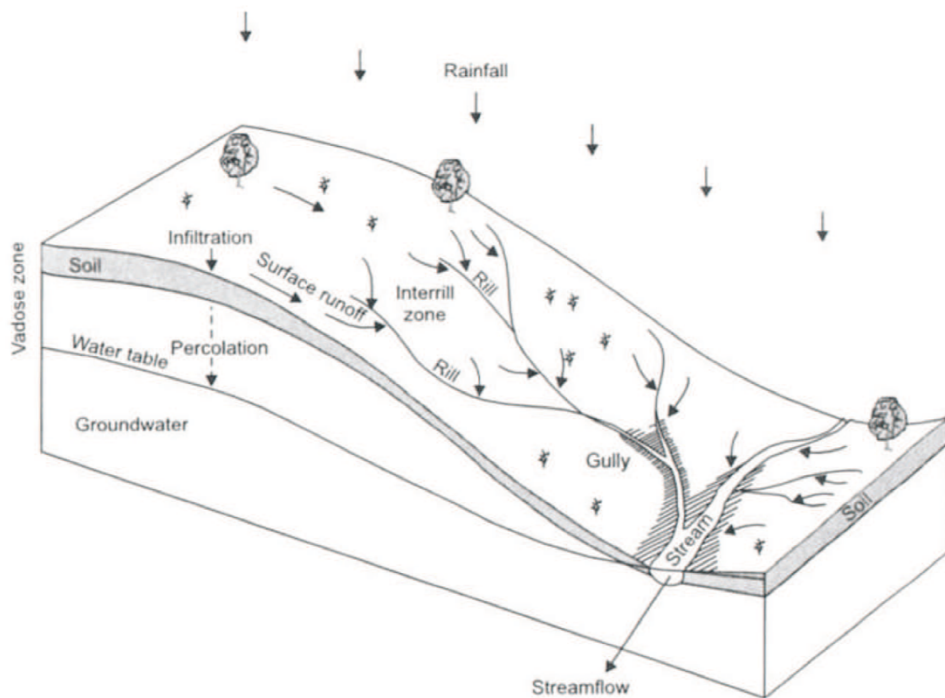


Figura 2-2 Principali forme di erosione idrica (Hillel, 1998)

2.2.1 Erosione per impatto (*splash erosion*)

È rappresentata dall'azione impattante delle gocce d'acqua sul terreno. Ciò provoca la disgregazione della coltre superficiale e il distacco delle particelle che la costituiscono. Risulta essere più efficace su terreni già saturi e non pianeggianti,

mentre è meno evidente laddove è maggiore la copertura vegetale che svolge un'azione mitigatrice riducendo l'energia di impatto al suolo delle gocce. I terreni più vulnerabili sono quelli limosi, limoso/sabbiosi e sabbie fini, in quanto, nelle terre con particelle di diametro inferiore (argille), aumenta la resistenza dovuta alle forze di superficie di legame chimico, mentre, per diametri superiori a 2 mm, la resistenza dipende essenzialmente dalla massa.

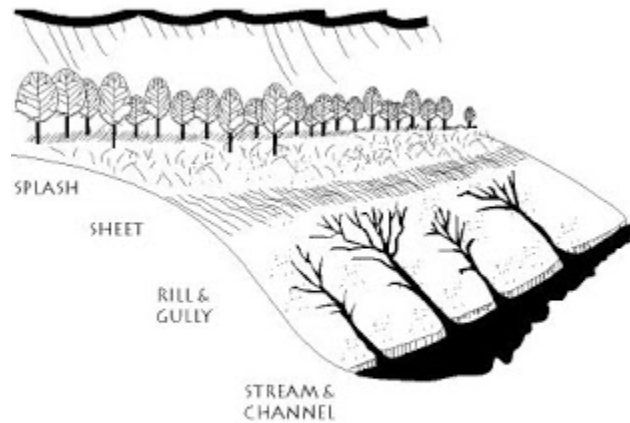


Figura 2-3 Principali tipi di erosione del suolo

2.2.2 Erosione laminare (*sheet erosion*)

Si manifesta come un ruscellamento diffuso su un intero versante. È provocata da uno scorrimento superficiale, che si innesca quando il terreno è generalmente saturo o prossimo alla saturazione. Il velo idrico che scorre in superficie, asporta le particelle prive di resistenza e va ad alimentare la rete di canali rappresentati dai rill. Assume velocità e tiranti idrici in relazione alla pendenza e alla scabrezza del versante stesso.

2.2.3 Erosione per rigagnoli (*rill erosion*)

Inizia con lo scorrimento dell'acqua concentrato lungo direzioni di deflusso preferenziali formando dei veri e propri "rivoli o solchi" che sono profondi generalmente pochi centimetri e sono eliminabili con le normali tecniche di coltivazione. Molto spesso, tali forme erosive possono evolvere associandosi ad altre forme, portando alla formazione di rivoli più grandi (megarill) e ai successivi gullies.

2.2.4 Erosione per burronamento (*gully erosion*)

Prevede un ruscellamento concentrato in solchi con elevata portata e velocità della corrente, ciò provoca un'erosione lineare con la formazione di ampie incisioni a profondità tali da non poter essere eliminati con normali tecniche di coltivazione. L'erosione in questi fossi avviene sia per l'energia erosiva della corrente sia per franamento delle sponde. I *gullies* attivi sono caratterizzati dall'assenza di vegetazione e da pareti ripide.

2.3 Trasporto

Il materiale solido mobilizzato dai versanti dei bacini idrografici in modo lento e praticamente continuo dagli agenti atmosferici, in modo rapido e discontinuo dai fenomeni franosi, finisce la prima parte della sua corsa tumultuosa nell'alveo fluviale a piedi del versante in disfacimento. La corrente idrica che defluisce nell'alveo fluviale trasporta questo sedimento più a valle, aggiungendo ulteriormente il materiale eroso sul fondo e sulle sponde dell'alveo.

La stima quantitativa della capacità di trasporto riveste un notevole interesse, almeno nei casi in cui è necessario valutare le dinamiche fluviali legate a questo fenomeno. Ciò accade, ad esempio, nel caso in cui si voglia analizzare l'evoluzione temporale dell'interrimento nei serbatoi di accumulo (con la conseguente perdita di volume utile per la regolazione e la gestione dell'invaso), il ripascimento delle spiagge o anche solo l'evoluzione degli alvei fluviali. Praticamente, l'analisi quantitativa del trasporto solido caratteristico di un tronco fluviale, ad esempio la valutazione della quantità media annua dei sedimenti trasportati da un fiume in una data sezione, può essere elemento decisivo nell'affrontare alcuni importanti problemi ingegneristici, come valutare la tendenza evolutiva di un corso d'acqua, i rischi di erosione-sedimentazione in seguito ad eventi di piena di forte intensità, gli effetti di infrastrutture idrauliche sulla morfologia dell'alveo. Raramente, però, è possibile applicare equazioni teoriche per la stima del trasporto solido nei fiumi. In genere si definiscono relazioni empiriche fra portate liquide e solide, che si mantengono relativamente stabili. Se tale relazione è molto variabile nel tempo, il trasporto solido può essere conosciuto con esattezza solo con frequenti misure dirette di notevole impegno.

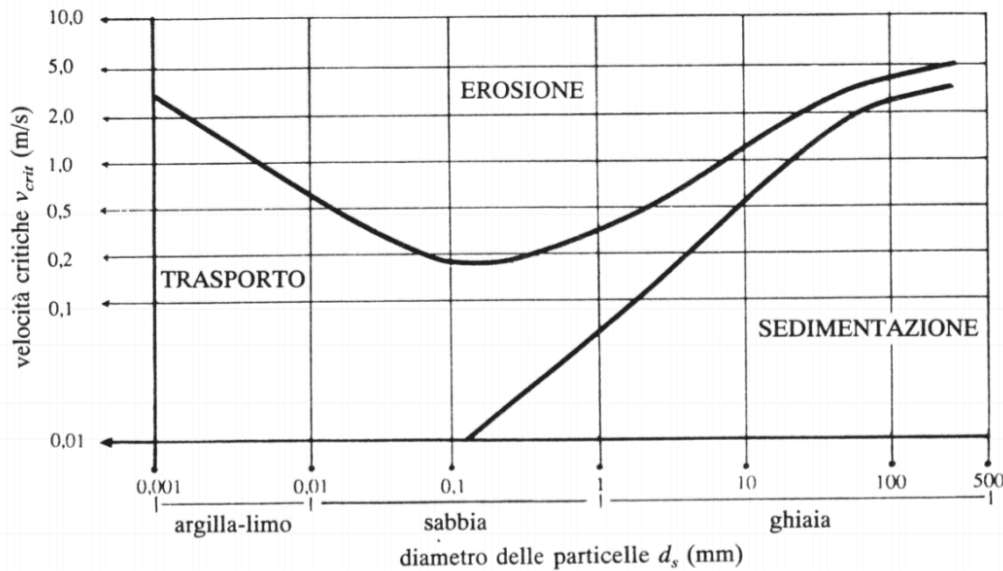


Figura 2-4 Diagramma di Hjulström (1935)

Il trasporto solido si può schematizzare in riferimento alle modalità con cui esso avviene e si distingue solitamente in trasporto solido di fondo, in sospensione, in soluzione.

Il trasporto solido di fondo è normalmente quello che avviene negli alvei in cui la frazione predominante della miscela di sedimenti è composta da materiale grossolano (sabbia, ghiaia). Le particelle, quasi del tutto prive di coesione, si muovono per rotolamento, trascinamento e salti in prossimità del fondo dell'alveo, in uno spessore d'acqua che si può ritenere all'incirca pari a $2 \div 3 d$, dove d è il diametro del sedimento. Questa tipologia di trasporto (bed load), è particolarmente influenzata dagli sforzi di taglio esercitati della corrente sul clasto (Recking et al., 2012; Rickenmann et al., 2012; Mao et al., 2015). Il materiale trasportato è per lo più grossolano, ciottoli, ghiaia e sabbia.

Il trasporto solido in sospensione è direttamente collegato con la turbolenza della corrente e interessa in genere i materiali fini e finissimi, diffusi in tutta la massa d'acqua in cui determina la "torbidità". In questo caso la portata solida varia da punto a punto e fluttua nel tempo. Occorre pertanto conoscere la velocità V in molti punti della sezione (lo stesso vale per la concentrazione) ed eseguire misure in numero e tempo sufficienti a mediare le fluttuazioni temporali. In effetti, il sedimento sospeso può appartenere sia al materiale di fondo dell'alveo (bed material), sia al wash load (particelle con diametro compreso tra $50\mu\text{m}$ e $70\mu\text{m}$ provenienti dal dilavamento dei versanti). Il wash load in sospensione costituisce

il trasporto del materiale più sottile di fondo alveo e non ha relazione con la capacità di trasporto della corrente, cioè non è misurabile. Il suo ammontare dipende da quanto ne produce l'erosione del bacino. I diametri corrispondenti alle particelle più piccole in sospensione sono in genere distribuiti uniformemente lungo la verticale.

Il trasporto solido in soluzione deriva dalla dissoluzione chimica nel bacino e nel letto, a spese dei materiali rocciosi con cui l'acqua è venuta in contatto. Generalmente è trascurabile, ma risulta invece importante nei fiumi in cui l'azione della corrente si manifesta con la dissoluzione dei calcari e la creazione di ambienti carsici, con doline e grotte in cui l'acqua scorre. La distinzione tra trasporto solido di fondo e in sospensione non è netta. Il trasporto solido di fondo costituisce comunque la quota più consistente del trasporto solido quando i sedimenti di fondo alveo sono grossolani, cioè quando il corso d'acqua scorre in una piana alluvionale con prevalenza di materiali sciolti ghiaiosi.

Oltre alle tre modalità di trasporto solido sopra citate, relative al movimento di sedimenti di dimensioni non eccessive, si parla anche di trasporto per fluitazione quando si tratta di materiali di grossa dimensione trasportati per galleggiamento (ad esempio trasporto di trochi d'albero o di grossi blocchi inglobati in lastre di ghiaccio). Nei casi in cui si ha, invece, il movimento nella massa fluida di consistenti quantità di materiale grossolano o argilloso fluidificato dalla corrente, si parla rispettivamente di flusso di detriti (debris flow) e colate di fango (mud flow).

2.4 Sedimentazione

La deposizione dei sedimenti è un processo legato principalmente alla capacità di trasporto della corrente ed alla velocità di sedimentazione delle particelle (Foster, 1982). Essendo un processo selettivo, se il carico solido è formato da particelle più grossolane, il deposito avviene velocemente ed altrettanto velocemente si raggiunge il nuovo equilibrio tra carico solido e capacità di trasporto. Se poi le particelle trasportate sono più fini, allora la condizione di equilibrio si raggiungerà in una zona più distante da quella in cui hanno inizio i fenomeni di deposito.

La sedimentazione è uno dei processi più importanti che concorrono a determinare la morfologia di un corso d'acqua e contribuisce alla modifica delle caratteristiche tessiture dei sedimenti. Un eccessivo livello di sedimentazione

all'interno di un bacino idrografico, per esempio, ha un forte impatto nell'evoluzione della linea di costa e nella tendenza evolutiva di un alveo. Infatti, un'alta velocità di sedimentazione provoca una riduzione della linea di costa in quanto le spiagge associate non vengono alimentate per raggiungere la condizione di equilibrio, ed un restringimento delle sezioni idrauliche, un aumento del potere erosivo della corrente, e conseguentemente probabilità di esondazione e danni alle opere di regimazione idraulica. Viceversa, invece, la riduzione dei processi di sedimentazione è connessa all'aumento delle velocità della corrente che determina erosione lineare, *downcutting* e possibile scalzamento delle opere di regimazione idraulica con conseguente aumento del rischio idrogeologico.

Per tale motivo, risulta di notevole importanza conoscere in maniera approfondita i processi di sedimentazione e soprattutto individuare le aree dove la sedimentazione prende atto.

Capitolo 3

3 Modelli e metodi per la valutazione della perdita di suolo.

In questa sezione verranno descritti, seppur in modo non approfondito, solo alcuni modelli e metodi utilizzati in letteratura per la stima della perdita di suolo e per valutare, sia qualitativamente che quantitativamente i processi di erosione alla scala di bacino idrografico.

Il calcolo dell'erosione e produzione dei sedimenti all'interno di un bacino idrografico, rappresenta una delle problematiche più complesse nella valutazione in termini quantitativi dei processi morfodinamici in ambienti continentali.

I processi che concorrono alla definizione del volume di sedimenti prodotto da un bacino idrografico sono ben conosciuti in termini qualitativi e quantitativi. La problematica del calcolo o stima del volume di sedimenti deriva dalla difficoltà di elaborare un modello che descrive il prodotto di differenti processi (produzione di sedimenti, erosione, trasporto, accumulo) che agiscono in un contesto spazio-temporale (caratterizzato da parametri meteorologici quali pioggia, temperatura, ecc. e territoriali quali bacino idrografico, uso del suolo ecc.), ed attraverso meccanismi (weathering, trasporto di massa, selettivo, ecc.) che variano in funzione della scala spazio-temporale considerata.

I modelli semiquantitativi tipo Erosion Potential Model (EPM), RUSLE consentono attraverso specifiche procedure di calcolo stimare di produzione sedimenti a scala del bacino o di specifiche aree.

Il modello EPM (Gavrilović, 1959) permette di calcolare la produzione di sedimenti a scala dell'intero bacino e sub bacino idrografico definendo quantitativamente e graficamente il volume di sedimenti prodotto in m^3 /anno. Inoltre attraverso un fattore di riduzione, basato su dati morfometrici del reticolo idrografico, è possibile calcolare ad una specifica sezione di chiusura le quantità di sedimenti trasportate e che si depositano all'interno del bacino idrografico.

I modelli per la perdita di suolo vengono spesso comunemente divisi tra modelli empirici, modelli concettuali e modelli fisicamente basati; questa suddivisione, però, molto spesso non è sistematica, molti modelli definiti fisicamente basati, possono contenere anche rappresentazioni empiriche dei fenomeni descritti, e in modelli con le basi fisico-matematiche più solide se utilizzati ad una scala non appropriata risultano empirici (Grayson et al., 1992; O'Connell and Todini, 1996).

3.1 Modelli empirici

I cosiddetti modelli di erosione empirici sono generalmente costituiti da una combinazione di fattori che interpretano diverse forme di erosione e ne danno una stima complessiva; questi modelli nascono principalmente dall'osservazione dei principali agenti erosivi ed iniziano ad essere sviluppati già negli anni '30 (Ayres, 1936). Grazie ad un intenso sforzo di monitoraggio in siti sperimentali, e di sintesi statistica dei dati rilevati, si sono creati dei modelli di regressione tra i tassi di erosione raccolti e l'intensità degli agenti erosivi considerati. Ancora oggi, i database nati da queste parcelle di suolo sperimentali rappresentano una delle principali fonti di dati disponibili sulla perdita di suolo (Hairsine and Rose, 1992a). Questi modelli necessitano di relativamente pochi dati di input; forse i dati di input erano complicati da estrarre prima della diffusione dei Sistemi Informativi Geografici (GIS), ma oggi sono facilmente estraibili ed analizzabili attraverso procedure ormai automatizzate e più volte affinate.

Da pochi dati di input ed un modello strutturalmente abbastanza semplice, l'output non può che risultare in una stima abbastanza grossolana, spesso aggregata a scala temporale, come la perdita di suolo annuo.

3.2 Modelli concettuali

I modelli concettuali descrivono i processi fisici che regolano il sistema, descrivendoli con relazioni empiriche. I modelli concettuali sono caratterizzati dalla rappresentazione di un bacino attraverso serbatoi interni (Sivapalan et al., 2002): ogni serbatoio rappresenta un processo idrologico, permettendo una riproduzione del comportamento dinamico del bacino senza la necessità di informazioni di input dettagliate. I modelli concettuali permettono applicazioni a livello spazialmente distribuito e i parametri sono solitamente ottenuti per calibrazione sui dati osservati, solitamente riferiti alla sezione chiusura di bacino; questo limita le possibilità di validazione e di utilizzo in bacini scarsamente monitorati, oltre a rendere difficoltosa l'identificabilità fisica dei valori dei parametri. Modelli concettuali di media complessità, inoltre possono non avere una regione unica e ben definita nello spazio dei parametri a cui siano associate simulazioni soddisfacenti. Solitamente, si ovvia al problema con la stima di alcuni parametri a priori, sulla base di osservazioni sperimentali. Nonostante queste mancanze, i modelli concettuali rappresentano un ottimo compromesso tra i modelli empirici e modelli fisicamente basati, essendo comunque in grado di interpretare i processi fondamentali di bacino con un utilizzo limitato di risorse;

3.3 Modelli fisicamente basati

I modelli fisicamente basati si basano su equazioni matematiche che descrivono il processo fisico modellato, in particolare equazioni per il trasporto di sedimento, di nutrienti basate sulla conservazione della massa (Doe et al., 1999; Kandel et al., 2004). I modelli fisicamente basati utilizzando quindi, in teoria, parametri fisicamente riconoscibili; in realtà, sono spesso numerosissimi e difficilmente misurabili, e quand'anche lo fossero, spesso la scala spaziale di misura e di simulazione non coincidono, per cui sono spesso calibrati rispetto ai dati osservati. L'approccio fisicamente basato è quindi preferibile in linea teorica, ma ne va valutata l'opportunità in base alle esigenze applicative e al supporto teorico esistente: la necessità di numerosi dati di input e la necessità di una taratura di questi sull'osservato, rende molto alta l'incertezza su questi dati, che si riflette sull'output finale. Inoltre, la presenza di molti parametri fornisce maggiori gradi

di libertà per poter fittare l'osservato, ma ovviamente si traduce in grandi difficoltà in fase di validazione.

3.4 Breve panoramica sui modelli noti

In questo paragrafo verranno brevemente introdotti alcuni dei modelli maggiormente noti in letteratura,

USLE/RUSLE Universal/Revised Universal Soil Loss Equation (*Wischmeier and Smith 1978*)(*Renard et al. 1991*): misura la perdita annuale di suolo ($\text{kg ha}^{-1} \text{ anno}^{-1}$) derivante dall'erosione di tipo rill e inter-rill su pendii in campi agricoli. Non misura la deposizione o la perdita di nutrienti. È stato ampiamente applicato in ambiente tropicali e umidi modificando la componente climatica. È stato utilizzato con successo nei GIS. Sviluppato negli Stati Uniti;

SLEMSA Soil Loss Estimator Model for Southern Africa (*Stocking and Elwell 1973*): misura la perdita annuale di suolo a lungo termine ($\text{kg ha}^{-1} \text{ anno}^{-1}$) risultante da erosione di tipo rill e interrill su pendii in campi agricoli in ambiente tropicale. Non misura la deposizione. Sviluppato in Africa meridionale;

CREAMS Chemical Runoff and Erosion from Agricultural Management System (*Knisel 1980*): modello di simulazione continua, essenzialmente su base empirica. Adeguato a scala di parcella agricola. Capacità aggiuntiva per la valutazione del deflusso dei nutrienti dai campi agricoli. Sviluppato negli Stati Uniti;

GLEAMS Groundwater Loading Effects of Agricultural Management System (*Leonard et al. 1995*) (*Knisel and Turtola 2000*): modello di simulazione continua con base essenzialmente empirica. Appropriato a scala di parcella agricola. Capacità aggiuntiva di valutazione di deflusso dei nutrienti dal campo agricolo. Carenze e vantaggi simili a CREAMS. Sviluppato negli Stati Uniti;

EPIC Erosion Productivity Impact Calculator (*Williams et al. 1983*): modello empirico con l'ulteriore capacità di calcolare l'impatto dell'erosione del suolo sulla produttività. Soffre delle stesse limitazioni e punti di forza di CREAMS e GLEAMS. Sviluppato negli Stati Uniti;

KYERMO Kentucky Erosion Model (*Hirschi and Barfield 1988*): modello di erosione del suolo basato sul processo a scala della parcella agricola. La sua applicazione non è molto popolare rispetto agli altri modelli. Sviluppato negli Stati Uniti;

WEPP Water Erosion Prediction Project (*Nearing et al. 1989*) (*Flanagan et al. 2007*): funziona a scala di parcella agricola e su piccoli bacini idrografici. Può valutare l'erosione di un evento base. Le elaborazioni vengono eseguite su sette parametri, tra cui: condizioni meteorologiche, processi idrici d'infiltrazione, deflusso superficiale, bilanci idrologici, crescita vegetativa, erosione (distacco e deposito di particelle) e capacità di trasporto della rete idrografica. Può essere collegato a GIS. Sviluppato negli Stati Uniti;

EROSION 2D/3D 2-D Rainfall Erosion Model (*Schmidt et al. 1999*): modello per la simulazione sia a scala di bacino che di parcella agricola. Può essere facilmente collegato al GIS. Sviluppato in Europa.

MADALUS Mediterranean Desertification and Land Use (*Kirkby et al. 1988*): modello per la simulazione dell'erosione, crescita delle piante e altri processi. Non è stato applicato estesamente in altre condizioni climatiche ed altre aree geografiche. Richiede diverse variabili di input. Sviluppato in Europa;

GAMES Guelph Model for Evaluating the Effects of Agricultural Management Systems on Soil Erosion and Sedimentation (*Rudra et al. 1986*): simula l'erosione e la deposizione sia a scala di bacino che di parcella agricola. Sviluppato in Canada;

EUROSEM European Soil Erosion Model (*Morgan et al. 1998*): simula l'erosione a livello globale. Richiede una grande mole di dati come input. Può essere collegato a GIS. Sviluppato in Europa;

LISEM Limburg Soil Erosion Model (*De Roo 1996, De Roo et al. 1996*): è un modello di erosione idrologica e del suolo fisicamente basato che può essere utilizzato per scopi di pianificazione e conservazione. Richiede grande quantità di dati. Sviluppato in Europa;

ANSWERS The Areal Nonpoint Source Watershed Environment Response Simulation (*Beasley et al. 1980*): simula l'erosione e la perdita di sostanze nutritive dai campi agricoli. È progettato per simulare l'idrologia dei bacini idrografici agricoli durante e immediatamente a seguito di un evento di pioggia. Ha la capacità di essere collegato a un GIS. Sviluppato negli Stati Uniti;

SWAT Soil and Water Assessment Tool (*Gassman, et al. 2007*): è ampiamente utilizzato nella valutazione della prevenzione e del controllo dell'erosione del suolo, del controllo dell'inquinamento da fonti non puntuali e della gestione a livello regionale dei bacini idrografici. Collegato a GIS. Sviluppato negli Stati Uniti;

PSIAC Pacific Southwest Inter-Agency Committee (*Scesi et al., 2003*): questa metodologia risulta particolarmente indicata per le aree caratterizzate da notevole copertura forestale con suoli moderatamente sviluppati e da aree ad elevata energia di rilievo. Sviluppato negli Stati Uniti;

FLORENCE FLOW of wateRshed sedimENts Calulator based on geographic fEatures (*Bazzoffi, 2008*): Si colloca fra i modelli previsionali non distribuiti, finalizzati alla determinazione della produzione media annua pluriennale, di sedimento a scala di bacino. Inoltre, questo modello può essere applicato per la previsione della progressiva perdita di capacità d'invaso di bacini artificiali (*Bazzoffi and Vanino, 2009*).

Nella tabella 4-1 sono stati sintetizzati i modelli appena esposti ed altri noti in letteratura suddividendoli sulla base delle tre tipologie discusse precedentemente (*Dutta, 2016*).

Tabella 3-1 Diversi modelli per la stima di perdita del suolo (*Merritt et al. 2003*)

Modelli Empirici	Modelli Fisicamente basati	Modelli Concettuali
Musgrave equation (Musgrave 1947)	ANSWERS (Beasley et al. 1980)	Sediment concentration graph (Johnson 1943)
PSIAC Method (Pacific Southwest Interagency Committee 1968)	CREAMS (Knisel 1980)	Renard-Laursenn Model (Renard and Laursen 1975)
USLE (Wischmeier and Smith 1978)	GUESS (Rose et al. 1983)	Unit Sediment Graph (Rendon-Herrero 1978)
SLEMSA (Elwell 1978)	EPIC (Williams et al. 1984)	Instantaneous Unit Sediment Graph (Williams 1978)
SEAGIS (DHI 1999)	TOPOG (O'Loughlin 1986)	AGNPS (Young et al. 1989)
RUSLE (Renard et al. 1996)	WEPP (Nearing et al. 1989)	EMSS (Vertessey et al. 2001)
SEDNET (Prosser et al. 2001c)	KINEROS (Woolhiser et al. 1990)	HSPF (Johanson et al. 1980)
RUSLE2 (Foster et al. 2002)	GUEST (Misra and Rose 1990)	IQQM (DLWC 1995)
PESERA (Kirkby et al. 2004)	dUSLE (Flacke et al. 1990)	LASCAM (Viney and Sivapalan 1999)
	EROSION2D (Schmidt 1991)	SWRRB (USEPA 1994)
	PERFECT (Littleboy et al. 1992)	
	LISEM (De Roo et al. 1994)	
	KINEROS2 (Smith et al. 1995)	
	EUROSEM	

Modelli Empirici	Modelli Fisicamente basati	Modelli Concettuali
	(Morgan et al. 1998)	
	WATEM/SEDEM	
	(Takken et al. 1999; Feng et al. 2010)	
	MIKE-11	
	(Hanley et al. 1998)	

3.5 Il metodo di Gavrilović (*Erosion Potential Method*)

Il modello Gavrilović, noto anche come Erosion Potential Model (EPM), fu sviluppato da Slobodan Gavrilović sulla base della ricerca sul campo di erosione nel bacino idrografico del fiume Morava in Serbia negli anni '60 (*Gavrilović, 1972*). Il metodo stesso si basa sul metodo per la classificazione quantitativa dell'erosione (Method for the Quantitative Classification of Erosion, MQCE), sviluppato formalmente nel 1954. Durante le sue ricerche, Gavrilović ha scoperto la possibilità di migliorare ulteriormente il metodo MQCE, che è stato utilizzato per definire l'intensità dell'erosione.

Le estensioni di questo metodo sono state dirette alla quantificazione dei processi di erosione valutando il sedimento trasportato a valle che raggiunge la sezione di chiusura del bacino idrografico (*Amini et al, 2010*).

Oggi, il metodo comprende la mappatura dell'erosione, la stima della quantità di sedimenti e la classificazione dei torrenti ed è stato ampiamente applicato dal 1968 per risolvere i problemi relativi all'erosione e ai torrenti nei paesi dei Balcani (*Gavrilović et al. 2008*). Attualmente è applicato in tutto il mondo, da Croazia, Serbia, Slovenia, Italia, Repubblica di Macedonia, Bosnia ed Erzegovina, Montenegro, Iran e Cile.

Diversi processi di erosione distinti possono essere valutati usando il metodo Gavrilović, come l'erosione superficiale, l'erosione verso il basso o l'erosione laterale. Questo lavoro di tesi di dottorato è stato focalizzato sull'applicazione e le modifiche del metodo di Gavrilović per la valutazione della potenziale erosione superficiale e della produzione di sedimenti in sospensione e del carico di fondo trasportato a valle attraverso la rete fluviale del bacino considerato.

Il concetto di base del modello è che il volume di sedimenti trasportato (G_y) dipende dall'apporto solido stimato (W_y) e dalla deposizione dei sedimenti

nello spartiacque (attraverso un coefficiente di rilascio dei sedimenti ξ), secondo la seguente equazione:

$$W_y = T \times h_y \times \pi \times \sqrt{Z^3} \times A$$

Equazione 3-1 Formula di Gavrilović

$$T = \sqrt{\frac{T_0}{10} + 0,1}$$

Equazione 3-2 Coefficiente di temperatura

$$Z = X \times Y \times (\phi + \sqrt{J})$$

Equazione 3-3 Coefficiente di erosione specifica

$$\phi = \gamma + \rho + \sigma$$

Equazione 3-4 Coefficiente di erodibilità legato ai processi geomorfologici

$$G_y = \xi \times W_y$$

Equazione 3-5 Volume trasportato alla sezione di chiusura

Il coefficiente Z rappresenta l'intensità del processo erosivo e può essere classificato sulla base dei valori assunti e descritti in tabella 4-1 (*Gavrilović, 1972*).

Tabella 3-2 Categorie e intervalli del coefficiente Z

Intensità dell'Erosione	Tipo di Erosione prevalente	Z	Valore medio di Z
Eccessivo	Profonda	1.51	1.25
	Mixed	1.21–1.50	
	Superficiale	1.01–1.20	
Forte	Profonda	0.91–1	0.85
	Mixed	0.81–0.90	
	Superficiale	0.71–0.80	
Medio	Profonda	0.61–0.70	0.55
	Mixed	0.51–0.60	
	Superficiale	0.41–0.50	
Basso	Profonda	0.31–0.40	0.30
	Mixed	0.25–0.30	
	Superficiale	0.20–0.24	
Molto basso	Profonda	0.01–0.19	0.10
	Mixed		
	Superficiale		

Gli output calcolati dal metodo EPM sono:

- il volume totale annuo di suolo distaccato W_y (eq. 4-1);
- il coefficiente di erosione Z (eq. 4-3);
- la resa effettiva del sedimento G_y (eq. 4-5).

Secondo De Vente, 2005, questo metodo può essere considerato come un metodo semi-quantitativo perché si basa su una combinazione di procedure descrittive e quantitative. Tuttavia, rispetto ad altri metodi semi-quantitativi esistenti in letteratura (citati brevemente nei paragrafi precedenti), questo metodo è il più quantitativo perché utilizza una valutazione descrittiva solo per tre parametri: erodibilità del suolo, protezione del suolo ed estensione dell'erosione nel bacino. Tutti gli altri parametri sono caratteristiche quantitative dei bacini idrografici.

Le principali criticità del metodo EPM, sono riferite all'estrema soggettività con la quale vengono assegnati i coefficienti erosivi dei fattori di uso del suolo, dei fattori litologici e dei fattori morfologici. Di conseguenza, si rileva anche, la problematica della scelta della tabella classificativa più adatta, che meglio approssima le condizioni delle aree indagate (cap. 4). Un livello alto di soggettività può derivare anche dal calcolo del parametro ξ (Rapporto di rilascio dei sedimenti (cap. 4, par. 4.4)) il quale dipende molto dalla definizione e accuratezza del reticolo idrografico utilizzato per il calcolo.

Il metodo EPM è stato utilizzato con successo in molte aree mediterranee come Italia, Svizzera, Grecia, Slovenia e Croazia (*Bazzoffi, 1985; Emmanouloudis et al., 2003; Globevnik et al., 2003; Tazioli, 2009; Milanese et al., 2015*). Negli ultimi decenni, il metodo Gavrilović è stato ampiamente applicato ed utilizzato sfruttando le potenzialità dei Sistemi Informativi Geografici (GIS), che è divenuta un'operazione molto diffusa (*Tangestani, 2006; Bagherzadeh et al., 2010, 2011; Ghobadi et al., 2011; Ghazavi et al., 2012; Tosic e Dragivecevic, 2012; Barmaki et al., 2012a, 2012b*). Tuttavia, una delle sfide nell'applicazione del modello EPM in ambiente GIS è il tempo necessario per il geoprocessing, la calibrazione e la validazione.

In questo lavoro di tesi si vuole focalizzare l'attenzione su un'applicazione sviluppata attraverso l'utilizzo delle API di QGIS scritte con il linguaggio di programmazione Python (PyQGIS). L'applicazione, EPMGIS Yield Erosion Sediment (YES), consente l'esecuzione semi-automatizzata dell'EPM in ambiente

GIS. Il plug-in esegue automaticamente una serie di operazioni GIS durante la pre-elaborazione dei dati, ad es. il ritaglio delle mappe geologiche e di uso del suolo in base al bacino idrografico selezionato. Inoltre, il plug-in salva tutte le operazioni necessarie per il calcolo finale, consentendo all'utente di correggere possibili errori (ad es. Assegnazione dei parametri) senza dover ripetere nuovamente l'elaborazione.

Le principali funzionalità dell'applicazione saranno descritte in maniera approfondita nel capitolo 5.

Capitolo 4

4 Miglioramenti al modello EPM

Le criticità di un modello, sono rappresentate da quelle condizioni o parametri per cui la variazione anche minima di un valore, determina un effetto di grande entità e non vicino alla realtà. In quest'ottica si è proceduto a un'accurata analisi dei possibili miglioramenti dei parametri del modello, al fine di rendere l'output il più realistico possibile. In particolare si è tenuto conto di rendere i dati di input del modello il meno soggettivi possibili attraverso un'attenta valutazione delle caratteristiche morfometriche del bacino idrografico considerato limitando l'utilizzo di parametri strettamente legate all'interpretazione dell'operatore che esegue il calcolo.

4.1 I parametri

I valori moltiplicativi utilizzati per il calcolo del volume dei sedimenti attraverso l'equazione Eq. 3-1 sono stati calcolati tenendo in considerazione i valori proposti in letteratura (*Amiri, 2010; Beyer Portner, 1998; Da Silva et alii, 2014; Zemljic, 1971*) e apportando alcune modifiche per adattarli alla situazione climatica dell'area su cui ricadono le aree studio considerate.

Partendo dai valori proposti in letteratura e dalla disponibilità di analisi e osservazioni dirette prodotti all'interno di progetti regionali ed europei (*SIGIEC-Sistema di Gestione Integrata per l'Erosione Costiera*, *VEROCOST-Valutazione dell'impatto economico per dell'erosione costiera*, *SMORI-Smart Monitoring per il controllo di bacini ad elevato rischio idrogeologico*, *MAREGOT- Management des Risques de l'Erosion cotière et actions de GOuvernance Transfrontalière*) si è potuto procedere alla definizione di nuovi coefficienti da utilizzare per la stima dei sedimenti attraverso il metodo EPM.

Di seguito vengono riportate le tabelle riassuntive utilizzate all'interno dell'applicazione sviluppata per questo lavoro di dottorato.

Y , coefficiente di erodibilità legato alle litologie affioranti che deriva dalla $\sum_{i=1}^n (A_i \times coeff_i)$ dove A_i rappresenta l'area in kmq di una litologia, $coeff_i$ rappresenta il valore moltiplicativo proposto in questo studio. Il valore ottenuto va rapportato alla superficie totale del bacino considerato A_t .

Tabella 4-1 Coefficienti per il fattore Y (Geologia)

Descrizione	Coefficiente
Rocce dure (gamma, sbg, sf, etc...)	0.4
Rocce mediamente resistenti (conglomerati cementati, sabbie cementate ecc)	0.8
Rocce friabili (scisti, argille sovraconsolidate)	1.15
Rocce poco resistenti	1.55
sedimenti sciolti o poco resistenti all'erosione	1.95

X , coefficiente di erodibilità legato ai vari usi del suolo che deriva dalla $\sum_{i=1}^n (A_i \times coeff_i)$ dove A_i rappresenta l'area in kmq di una litologia, $coeff_i$ rappresenta il valore moltiplicativo proposto in questo studio. Il valore ottenuto va rapportato alla superficie totale del bacino considerato A_t .

Tabella 4-2 Coefficienti per il fattore X (Uso del suolo)

Descrizione	Coefficiente
Terreni (sciolti) Denudati	1
Campi coltivati secondo la massima pendenza	0.9
Frutteti e vigneti senza vegetazione al suolo	0.7
Pascoli e foreste	0.6
Prati e culture seminabili	0.4
Foreste	0.05

ϕ (Eq. 3-4), coefficiente di erodibilità legato ai processi geomorfologici che deriva dalla $\sum_{i=1}^n (A_i \times coeff_i)$ dove A_i rappresenta l'area in kmq di una litologia, $coeff_i$ rappresenta il valore moltiplicativo proposto in questo studio. Il valore ottenuto va rapportato alla superficie totale del bacino considerato A_t .

Tabella 4-3 Coefficienti per il fattore ϕ (Geomorfologia)

Descrizione	Coefficiente
Erosione Areale (bassa pendenza)	0.15
Erosione Areale (media pendenza)	0.4
Erosione Areale (alta pendenza)	0.65
Erosione lineare	0.85
Frane	1

Il coefficiente di erodibilità legato ai processi geomorfologici è stato modificato rispetto alla formulazione originaria tenendo conto di tre fattori strettamente sensibili alla geomorfologia del bacino idrografico studiato:

1. ρ la pendenza dei singoli tratti relativi al reticolo idrografico: per ogni elemento lineare del reticolo è stata calcolata un'area di buffer su entrambi i lati della linea (di ampiezza variabile) al fine di associare la pendenza ricavata dall'intersezione con il layer delle pendenze calcolato;
2. γ la presenza di movimenti di massa all'interno del bacino: principalmente rappresentati dai dati provenienti da fonti ufficiali (PAI, Autorità di Bacino della Regione Calabria, dati fotointerpretati all'interno di progetti di carattere regionale e nazionale);
3. σ le pendenze derivate dal Modello Digitale del Terreno (Capitolo 5).

Nella formulazione originaria, il coefficiente di erodibilità veniva considerato attribuendo un coefficiente che teneva conto dei singoli fattori. In questo studio, i fattori legati ai processi geomorfologici sono stati considerati separatamente e trattati in modo da tener conto che il fattore relativo alla presenza di movimenti di massa sia predominante rispetto agli altri due fattori secondo le seguenti relazioni:

$$\sigma = \sigma - \gamma, \quad \rho = \rho - \gamma$$

Equazione 4-1 Operazione algebrica di differenza tra pendenze e aste fluviali con le frane.

Tale operazioni di sottrazione si rende necessaria al fine di non creare ridondanza nel calcolo finale rendendo il coefficiente di erodibilità un parametro omogeneo oltre che spazialmente distribuito in maniera uniforme.

4.2 Indice di connettività

Il modello originario di Gavrilović è stato applicato ai bacini delle aree di studio, il quale output mostrava tuttavia una forte sovrastima del materiale che arriva alla sezione di chiusura. Ciò ha portato ad affermare che i versanti producono relativamente tanto materiale, ma che buona parte, rimane appeso sui versanti e depositato nel fondovalle. Partendo da questo presupposto, è stata identificata una metodologia che potesse esprimere al meglio questo fenomeno, individuando un applicativo GIS che riesce a discriminare, delle porzioni di bacino in connessione con il reticolo idrografico, e che quindi sono soggette al trasporto di sedimento, da delle aree dove invece il sedimento si deposita. Tale applicativo è rappresentato da un indice di connettività dei versanti con un target lineare, identificato nel reticolo idrografico principale.

L'indice di connettività del sedimento (IC) proposto da *Cavalli et al., 2013*, basato sul lavoro di *Borselli et al., 2008*, esprime il grado di connessione dei flussi di sedimenti di una certa area, in particolare tra le sorgenti di produzione del sedimento e zone a valle. L'indice intende rappresentare la potenziale connettività del sedimento tra le diverse parti di un bacino, che in alcuni casi, divengono zone nelle quali il materiale è trattenuto (*Cavalli et al., 2013*).

Alla scala di bacino idrografico, le principali zone geomorfologiche attive sono i versanti e i canali, qui, i principali flussi avvengono all'interno e tra queste due porzioni di bacino (*Bracken et al., 2014*). A partire dagli anni ottanta, con gli studi proposti da *Caine and Swanson, 1989*, si è dimostrata sempre una crescente attenzione da parte degli autori verso le zone in connessione del bacino, con particolare riguardo proprio alle zone di canale e di versante, viste come aree chiave nello studio dei processi di trasferimento del sedimento nei bacini idrografici.

L'indice di *Cavalli et al. 2013*, valuta l'influenza topografica sulla connettività del sedimento con il reticolo idrografico. In alcuni contesti, come

suggerito da *Borselli et al. 2008*, esso può essere facilmente calcolato in ambiente GIS basandosi su elaborazioni della topografia, derivata da un DEM (Digital Elevation Model), oppure inserendo un fattore peso derivante da processi di uso del suolo.

L'indice di connessione così calcolato in ambiente GIS rappresenta una valutazione della connettività basata su informazioni e valutazioni generali del territorio (*Borselli et al., 2008*), che richiede, in ogni caso, la verifica di campo.

$$IC = \log_{10} \left(\frac{D_{up}}{D_{dn}} \right) = \log_{10} \left(\frac{\bar{C} \times \bar{S} \times \sqrt{A}}{\sum_{i=1}^n \left(\frac{d_i}{C_i S_i} \right)} \right)$$

Equazione 4-2 Indice di connettività secondo Borselli et al, 2008

L'indice di connettività consiste in una componente upslope e in una downslope (Fig. 4-1), secondo la seguente formula (*Cavalli et al., 2013*):

$$IC = \log_{10} \left(\frac{D_{up}}{D_{dn}} \right)$$

Equazione 4-3 Indice di connettività

con IC che varia nell'intervallo da $[-\infty, +\infty]$.

La componente upslope (D_{up}) rappresenta il potenziale convogliamento verso il basso dei sedimenti prodotti nella parte alta e si stima come segue:

$$D_{up} = \bar{w} \times \bar{S} \times \sqrt{A}$$

Equazione 4-4 Componente upslope

in cui w rappresenta la media del fattore peso ed S la media della pendenza (m/m) dell'area drenata a monte, mentre A rappresenta l'area drenata (mq).

Il fattore peso w rappresenta l'impedenza dei flussi idrici e sedimentari a essere convogliati lungo il versante, e risultano controllati, dalle caratteristiche di gestione di uso del suolo (*Borselli et al., 2008*), e dalle caratteristiche morfologiche dei versanti.

La componente downslope D_{dn} tiene conto della lunghezza del tratto percorso dal sedimento per arrivare al più vicino sink (aree di trattenuta del sedimento).

Pertanto, D_{dn} può essere espresso come:

$$D_{dn} = \sum_{i=1}^n \left(\frac{d_i}{w_i S_i} \right)$$

Equazione 4-5 Componente downslope

dove d_i è la lunghezza del percorso lungo la i -esima cella nella direzione di massima pendenza (m), w_i ed S_i sono rispettivamente il fattore peso e la pendenza (m/m) della i -esima cella (Cavalli et al., 2013).

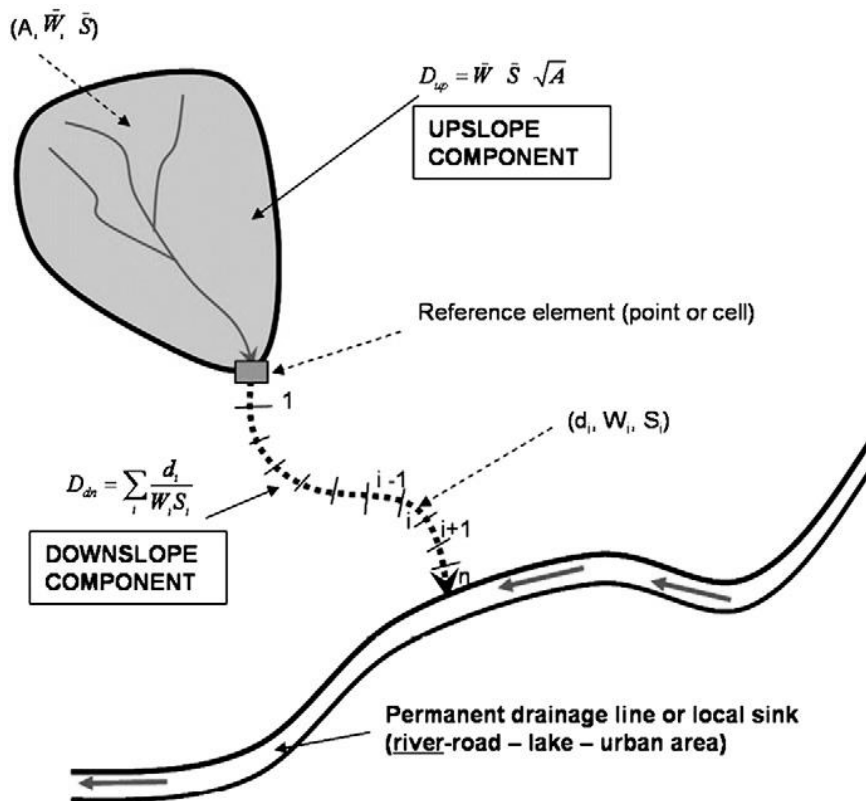


Figura 4-1 Definizione di upslope e downslope

4.3 Fattore peso e scabrezza (Weighting factor e Roughness)

Rispetto al modello precedente proposto da Borselli et al. 2008, nel lavoro di Cavalli, 2013, al fine di adattare il modello ai bacini montani, sono state effettuate delle modifiche riguardanti il calcolo del fattore di pendenza, il calcolo dell'area contribuyente e la scelta del fattore peso w (Weighting factor). In questo modello modificato, infatti, si preferisce adottare per il valore di S , un limite

inferiore di 0.005 m/m, per evitare divisioni per 0 nell'equazione di IC, e un limite superiore pari a 1 m/m, per evitare errori nel calcolo di IC a causa di elevati valori di pendenza.

L'area drenata è calcolata utilizzando l'algoritmo D-infinito proposto da *Tarboton, 1997*, che produce un più rappresentativo modello di connettività dei sedimenti attraverso i bacini. Infine, mentre nel modello originario il fattore w è rappresentato dal fattore C (modelli USLE- RUSLE, Wischmeier and Smith, 1978; Renard et al., 1997), che varia da 0 a 1 a seconda che i valori dell'impedenza siano alti o bassi rispettivamente, nel modello presentato da *Cavalli et al., 2013*, viene introdotto l'indice di scabrezza R . Questo è dato dalla deviazione standard della topografia residua (ottenuta dalla differenza tra il DTM LIDAR e quello MEDIATO) alla scala di alcuni metri (*Cavalli & Marchi, 2008*; *Cavalli et al., 2008*).

$$R_i = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (x_i - x_n)^2}{n^2}}$$

Equazione 4-6 Indice di scabrezza

da cui:

$$w = 1 - \left(\frac{R_i}{R_{i,max}} \right)$$

Equazione 4-7 Fattore peso (Weighing factor)

dove RI_MAX è il valore massimo di RI nell'area di studio. Per evitare rapporti quasi infiniti nell'Eq. 3, tutti i valori in W che rientrano nell'intervallo 0-0,001 vengono tagliati a 0,001. Questa standardizzazione del valore di rugosità, che fa sì che W sia compreso tra 0,001 e 1, viene introdotta per tre motivi: (i) avere lo stesso intervallo di variazione del fattore S per ponderarli equamente nel modello; (ii) rimuovere il bias dovuto a valori RI elevati e (iii) fornire valori comparabili con il fattore C USLE e quindi con il modello originale di *Borselli et al., 2008*. L'uso di un indice di rugosità come fattore di ponderazione nell'IC presenta numerosi vantaggi: i) il peso è stimato oggettivamente; ii) evita l'uso di dati presentati come quelli utilizzati per il fattore C di USLE, che sono essenzialmente concepiti per ambienti agricoli; iii) consente di applicare direttamente il modello,

richiedendo solo il DTM come input. Inoltre, il modello di *Borselli et al., 2008* si concentra su ambienti che giustificano l'uso del fattore C USLE. I dati sulla gestione della copertura vegetale e dell'uso del suolo utilizzati per determinare il fattore C sono adatti per descrivere l'impedenza al deflusso e il processo dei flussi di sedimenti in ambienti agricoli e forestali. Nei bacini alpini sono presenti ampie aree senza vegetazione con rugosità superficiali diverse a seconda delle caratteristiche della roccia affiorante e della copertura dei detriti. In queste aree spoglie, il fattore C non fornirebbe differenze nell'impedenza al trasporto di sedimenti, che può essere meglio rappresentato da un proxy basato sulla rugosità topografica. Inoltre, un indice basato sulla rugosità è più adatto per modellare il trasferimento di sedimenti mediante flussi di detriti, che hanno un ruolo importante nei processi relativi ai sedimenti nei bacini alpini. In tale contesto, sosteniamo che la caratterizzazione della rugosità superficiale rappresenta un proxy migliore per l'impedenza del trasporto di sedimenti rispetto al fattore C. È importante sottolineare che la scelta del fattore di ponderazione W in relazione all'impedenza ai flussi di sedimenti è libera. Ciò significa che, in base all'obiettivo dello studio, l'utente può utilizzare diversi parametri che esprimono l'impedenza ai flussi di sedimenti (ad esempio, fattore C dell'USLE come in *Borselli et al., 2008*, Manning's n o rugosità topografica calcolata su un DTM ad alta risoluzione). Un requisito di base da soddisfare è che il fattore di ponderazione varia nell'intervallo $0 < x < 1$.

Diversi sono i vantaggi ottenuti dall'utilizzo di questo nuovo modello che introduce l'uso dell'indice di scabrezza, tra i quali, quello di dare una stima più oggettiva del W, di evitare l'utilizzo di dati tabellati e di avere come input solo un DTM (*Cavalli et al., 2013*).

L'applicazione dell'indice di scabrezza ben s'inquadra in contesti montani di alta quota dove la vegetazione e l'uso del suolo non sono eterogenei (*Marchi et al., 2013*). In queste aree, infatti, la topografica assume un ruolo predominante nel condizionare la dinamica del sedimento rispetto a uso del suolo.

L'utilizzo dell'indice di connettività nelle aree di studio del presente dottorato, non ha permesso di adoperare l'indice di scabrezza implementato da *Cavalli et al. (2013)*. Al fine di uniformare tutti i calcoli dei differenti ambienti geografici, è stato necessario adottare come fattore peso, le caratteristiche di uso del suolo, come proposto nella metodologia originale (*Borselli et al., 2008*). Questa scelta è stata guidata dalla mancanza, in alcuni bacini idrografici, di un modello

digitale del terreno ad alta risoluzione (min. 5 x 5), necessario all'individuazione della deviazione standard tra i due DTM. Inoltre, standardizzare il calcolo era necessario, anche perché l'uso del suolo delle aree indagate, risulta essere estremamente eterogeneo.

4.4 Sediment Delivery Ratio (ξ)

Il rapporto di rilascio di sedimentazione (*Sediment Delivery Ratio*) indica la percentuale dell'erosione totale che fuoriesce da un dato bacino; espressa quindi come rapporto percentuale tra produzione di sedimenti e perdita di suolo specifica. Indicato anche come coefficiente di ri-sedimentazione.

La determinazione dell'SDR è necessaria per prevedere la stima di produzione dei sedimenti alla sezione di chiusura del bacino idrografico. *Walling (1983)* e *Kinnell (2004)* hanno discusso sui limiti dell'utilizzo dell'SDR per determinare la quantità di sedimenti che arrivano all'outlet. Nella maggior parte delle applicazioni, in cui è stato utilizzato l'SDR per determinare la resa dei sedimenti, si presume che il valore sia costante, mentre nella pratica si è dimostrato che è molto variabile a seconda dei diversi eventi di pioggia.

Sono molti gli autori che utilizzano il rapporto di rilascio dei sedimenti (SDR) negli studi di stima di produzione di sedimenti ed in generale negli studi di valutazione di perdita di suolo. Alcuni autori utilizzano dei metodi di tipo empirico che mettono in relazione l'SDR con la superficie totale del bacino idrografico attraverso l'equazione:

$$\xi = k \times A^n$$

Equazione 4-8 Relazione tra SDR e superficie del bacino

dove A è la superficie del bacino idrografico espressa in km^2 e k e n sono due valori costanti.

Le equazioni empiriche più comunemente utilizzate sono le seguenti:

$$\xi = 0.556 \times A^{-0.11}$$

Equazione 4-9 SDR secondo Boyce, 1975

$$\xi = 0.4724 \times A^{-0.125}$$

Equazione 4-10 SDR secondo Renfro, 1975

$$\xi = 0.375 \times A^{-0.2382}$$

Equazione 4-11 SDR secondo Vanoni, 1975

$$\xi = 0.375 \times A^{-0.135} - 0.127$$

Equazione 4-12 SDR secondo USDA

Nella seguente tabella vengono elencati i valori di SDR, calcolati con i differenti metodi empirici, per i bacini considerati nei casi studio presi in considerazione per la presente attività di ricerca.

Tabella 4-4 Confronto tra differenti metodi di tipo empirico per il calcolo di SDR per i bacini utilizzati nei casi studio.

Metodo	Aron	Esaro (Diga)	Sfalassà	Favazzina	Cancello	Savuto (Diga)	Riu Solanas
Boyce (1975)	0.373	0.304	0.392	0.399	0.404	0.366	0.367
Vanoni (1975)	0.158	0.101	0.176	0.183	0.188	0.152	0.152
USDA (1972)	0.162	0.098	0.180	0.187	0.192	0.156	0.156
Renfro (1975)	0.300	0.237	0.317	0.324	0.328	0.294	0.294
<i>SDR(IC)</i>	<i>0.173</i>	<i>0.139</i>	<i>0.200</i>	<i>0.218</i>	<i>0.188</i>	<i>0.153</i>	<i>0.160</i>

I valori di SDR presenti nella tabella sono quelli ricavati dalle equazioni empiriche precedentemente menzionate nelle quali si mette in relazione l'SDR con la superficie complessiva del bacino idrografico di riferimento. La variabilità dei valori ricavati per i sette bacini tra tutti i metodi indica un alto livello di incertezza nel calcolo dell'SDR attraverso l'utilizzo di semplici metodi basati esclusivamente sull'area del bacino. L'utilizzo di metodi empirici può essere fuorviante e l'uso della sola superficie del bacino idrografico non è un buon indicatore per il calcolo dell'SDR in quanto il rapporto di rilascio di sedimenti può dipendere da altri fattori strettamente legate alla idro-morfometria dell'area studiata.

Nel metodo di Gavrilović, per calcolare il volume di sedimento al netto della rideposizione, che arriva alla sezione di chiusura del bacino, il valore di W_y viene moltiplicato per R che rappresenta il fattore di ritenzione proposto da *Zemljic (1971)*.

Nella prima formulazione, quella originaria di Gavrilović, veniva associato un valore costante alla densità di drenaggio attraverso la seguente equazione:

$$D_{d,original} = \frac{1}{0,25} = 4$$

Equazione 4-13 Densità di drenaggio (formula originale)

Successivamente, è stata adottata una nuova formulazione per il calcolo della densità di drenaggio (*Lazarević et al*), tenendo conto delle caratteristiche del bacino imbrifero di riferimento e del suo reticolo idrografico principale:

$$D_{d,modified} = \frac{I_p + I_a}{A} = \frac{L}{A}$$

Equazione 4-14 Densità di drenaggio (formula modificata)

Quest'ultima equazione è quella che viene usata più frequentemente in diversi studi per valutare la perdita di suolo e la produzione di sedimenti all'interno di un bacino idrografico.

Il rapporto di ritenzione dei sedimenti risulta essere definito dalla seguente equazione:

$$R = \frac{\sqrt{O \times z}}{(I_p + 10)} \times D_d$$

Equazione 4-15 R calcolato con il metodo di Gavrilović

Nel presente lavoro è stato preso in considerazione l'utilizzo di una nuova formulazione per il calcolo del rapporto di rilascio dei sedimenti (SDR) che tiene conto delle caratteristiche morfometriche del bacino idrografico definite dall'indice di connettività come illustrato nel paragrafo precedente usando la seguente equazione:

$$\xi = \frac{\xi_{max}}{1 + e^{\left(\frac{IC_0 - IC_i}{k}\right)}}$$

Equazione 4-16 SDR calcolato utilizzando IC

IC_0 e k sono parametri di calibrazione che definiscono la relazione tra l'indice di connettività e il rapporto di rilascio dei sedimenti ξ (SDR). *Vigiak et al. (2012)* suggeriscono che IC_0 è indipendente dal paesaggio e che il modello è

più sensibile a k . Gli autori (*Jamshidi et al., 2013*), consigliamo di impostare questi parametri sui loro valori predefiniti ($IC_0 = 0,5$ e $k = 2$) e di usare k solo per la calibrazione (*Vigiak et al., 2012*).

ξ_{max} è il valore teorico massimo, impostato su un valore medio di 0,8 (*Vigiak et al., 2012*), e IC_0 e k sono parametri che definiscono la forma della relazione SDR-IC (che è una funzione crescente). L'effetto di IC_0 e k sul SDR è illustrato di seguito:

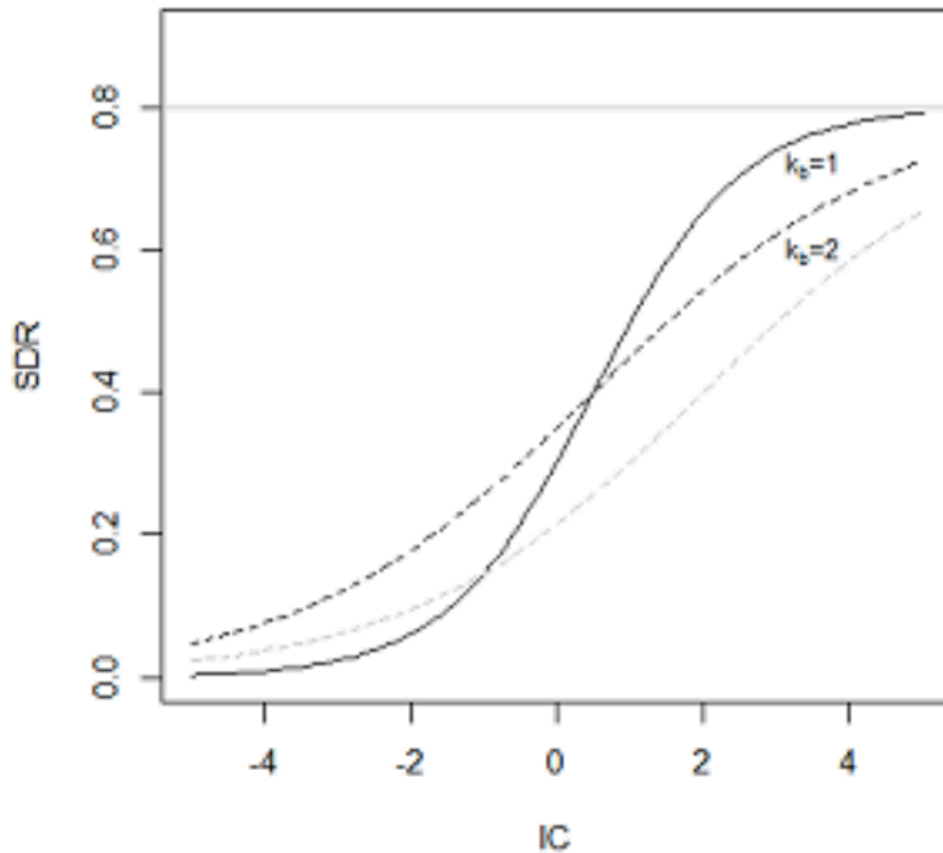


Figura 4-2 Relazione tra IC e SDR al variare di k

I valori di SDR calcolato tenendo conto dell'indice di connettività, per i sette bacini utilizzati nei casi studio del presente lavoro, sono riportati nell'ultima riga della tabella 4.

4.5 Metodo a celle quadrate

La metodologia originaria per la stima di produzione di sedimenti attraverso l'uso del metodo EPM consente di ricavare il volume di sedimenti

prodotti all'interno di un bacino idrografico ma non permette di avere indicazioni per individuare le aree di produzione di sedimenti. Risulta di fondamentale importanza capire la localizzazione di tali aree soprattutto al fine di una corretta pianificazione in caso di operazioni di movimentazione di materiale litoide. Infatti l'utilizzo e la gestione dei sedimenti presenti in alveo risulta utile in diversi casi, per esempio operazioni di ripascimento lungo il litorale costiero di attinenza del bacino o per la gestione di invasi artificiali relativamente alle problematiche sull'interrimento delle dighe.

Tenendo conto di queste considerazioni, nell'ambito della presente attività di ricerca è stata sviluppata la possibilità di localizzare le aree a maggior o minor produttività di sedimenti, facendo una piccola variazione al metodo classico EPM.

Il nuovo metodo è stato portato avanti utilizzando una griglia a maglie quadrate, con lato variabile, individuando così delle celle quadrate dislocate per tutta l'area del bacino idrografico studiato.

Successivamente per ogni cella è stato eseguito il calcolo considerando i coefficienti e i parametri necessari per l'applicazione dell'equazione di Gavrilović. Il risultato finale consente di individuare le aree che producono sedimenti e la quantità di sedimenti prodotta.

In una prima fase delle attività, la griglia di riferimenti era costituita da un layer di tipo vettoriale costituito da celle quadrate di lato pari a 250 metri.

Questo tipo di soluzione è utile in caso di dati di input a bassa risoluzione per ottenere una valutazione di massima sulle aree che producono sedimenti. In caso di dati di input ad alta risoluzione ed avendo a disposizione dati di rilevamento, soprattutto sulla stato di alterazione delle rocce affioranti nel bacino idrografico, è possibile utilizzare una dimensione del lato delle celle molto più piccola.

Nel Capitolo 7 verranno illustrate i risultati ottenuti con il metodo delle celle quadrate ed in particolare verranno analizzati i casi sfruttando la risoluzione del Modello Digitale del Terreno utilizzato come input del modello, con risoluzione spaziale variabile tra 5 e 20 metri.

Capitolo 5

5 Dataset utilizzati

Tutte le analisi e le procedure presenti in questa tesi di dottorato sono state eseguite utilizzando i dati forniti dal Geoportale della Regione Calabria, liberamente scaricabili e con licenza IODL (Italian Open Data License, <https://www.dati.gov.it/content/italian-open-data-license-v20>). Nelle sezioni successive verranno descritti i dataset utilizzati per il presente lavoro. Tutti i dataset disponibili ed utilizzati per l'applicazione della metodologia proposta in questo studio sono stati ulteriormente affinati al fine di ottenere delle informazioni più accurate ma soprattutto per rendere la metodologia il meno soggettiva possibile. Infatti, una delle criticità dell'applicazione del metodo EPM è proprio la soggettività nell'assegnazione dei valori ai coefficienti X , Y , e ϕ , oltre al fatto che alcune informazioni sono ricavate solo puntualmente. Tali criticità sono state superate attraverso misurazioni dirette, rilievi di campagna e metodologie di interpolazioni.

5.1 DTM

I Modelli Digitali del Terreno (DTM) rappresentano un'informazione primaria per qualsiasi processo di modellazione o analisi che interessa l'orografia di un territorio. I DTM sono dataset di tipo raster i quali contengono dati di

elevazione. Sono usati principalmente per estrapolare informazioni come l'elevazione e altri dati derivati, per esempio pendenza e esposizione dei versanti, correlate alle caratteristiche morfologiche dell'area di studio. Sono disponibili diversi prodotti DTM gratuiti, che offrono elevata precisione e risoluzione dei dati. L'accuratezza dell'informazione relativa all'elevazione è altamente correlata alle caratteristiche orografiche e i DTM svolgono un ruolo importante nell'analisi orografica.

Per questo studio, e per le analisi morfometriche sui bacini, è stato utilizzato il DTM fornito dal Centro Cartografico della Regione Calabria con risoluzione spaziale di 5 metri. Sono stati presi in considerazione anche altre tipologie di DTM con risoluzione diverse, per esempio il dato SRTM3 e dati LiDAR ad alta risoluzione spaziale.

L'SRTM3 ha una risoluzione spaziale di 90 m all'equatore, ed è fornito in tessere (tiles) a mosaico 5 gradi x 5 gradi per un facile download e utilizzo. Tutte le tessere sono prodotte da un set di dati senza interruzioni per consentire una copertura globale. Queste tessere sono disponibili sia in formato ArcInfo ASCII che GeoTiff per facilitarne l'uso in una varietà di elaborazione di immagini e applicazioni GIS. Sono stati eseguiti dei confronti anche i dati ad alta risoluzione utilizzando il dato LiDAR con risoluzione spaziale che varia tra i 50 cm e 2 metri, ma i tempi computazionali per eseguire l'intero processo erano troppo alti, per cui si è preferito utilizzare il DTM a 5 metri in quanto ha consentito di eseguire più test su aree diverse con tempi di calcolo accettabili.

5.1.1 Pendenza (*slope*)

La mappa delle pendenze viene ricavata utilizzando come concetto di pendenza il massimo gradiente del piano tangente alla superficie del terreno in un certo punto. Uno dei metodi per calcolare la pendenza in un punto è quello delle differenze finite (*Horn, 1981*) (corrispondenti alla discretizzazione della derivata prima), per il quale si fornisce il seguente esempio di calcolo. Definito il gradiente est-ovest e nord-sud per la cella centrale nella finestra mobile 3 x 3:

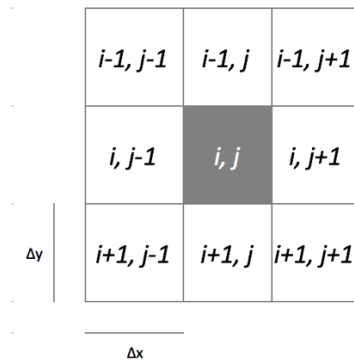


Figura 5-1 Finestra mobile utilizzate per il calcolo della pendenza.

$$\left[\frac{\partial z}{\partial y} \right] = \left[\frac{(z_{i+1,j-1} + 2 \times z_{i+1,j} + z_{i+1,j+1}) - (z_{i-1,j-1} + 2 \times z_{i-1,j} + z_{i-1,j+1})}{(8 \times y_{cellsize})} \right]$$

$$\left[\frac{\partial z}{\partial x} \right] = \left[\frac{(z_{i-1,j+1} + 2 \times z_{i,j+1} + z_{i+1,j+1}) - (z_{i-1,j-1} + 2 \times z_{i,j-1} + z_{i+1,j-1})}{(8 \times x_{cellsize})} \right]$$

Equazione 5-1 Gradiente Est-Ovest e Nord-Sud della quota.

la pendenza è calcolata rispetto alla cella centrale della finestra ed è infine data dal modulo del gradiente della superficie:

$$slope = \frac{180}{\pi} \times \arctan \left(\sqrt{\left[\frac{\partial z}{\partial x} \right]^2 + \left[\frac{\partial z}{\partial y} \right]^2} \right)$$

Equazione 5-2 Formula per il calcolo della pendenza

La pendenza o tilt della superficie investigata è stata calcolata a partire dal dato DTM utilizzando l'algoritmo r.slope presente nel software GRASS.

Il risultato è un nuovo dato raster in cui ad ogni pixel viene associata la pendenza espressa in gradi. Pixel con valori pari 0 gradi rappresentano una superficie piana, mentre valori di 90 gradi rappresentano superfici verticali.

5.1.2 Esposizione versanti (*aspect*)

Un altro prodotto derivato da un Modello Digitale del Terreno (DTM) è la mappa delle esposizioni dei versanti, che descrive l'orientamento, rispetto al Nord, della direzione di massima pendenza del piano tangente alla superficie del terreno; essa rappresenta quindi l'esposizione geografica dei versanti di una

superficie e viene ricavata come il rapporto, in una maglia a griglia, tra i due gradienti principali della griglia cioè lungo l'asse delle x e delle y.

Una finestra mobile (kernel) 3 x 3 (fig. 4-1) viene applicata ad ogni cella del raster di input e per ogni cella al centro della finestra viene calcolata l'esposizione tramite un algoritmo che tiene conto dei valori delle 8 celle adiacenti (*Burrough and McDonnell, 1998*). Calcolando il gradiente della variazione lungo la direzione x (est-ovest) e y (nord-sud) per la cella e considerando quindi le due derivate insieme, l'esposizione è calcolata con la seguente formula:

$$aspect = \frac{180}{\pi} \times \arctan2\left(\left[\frac{\partial z}{\partial y}\right], -\left[\frac{\partial z}{\partial x}\right]\right)$$

Equazione 5-3 Formula per il calcolo dell'esposizione dei versanti

L'esposizione o aspect è un'informazione spaziale, derivabile dal DTM, che indica la direzione o azimuth di una superficie, ed è misurata in gradi in un range di valori che variano da 0 a 360. Valori di pixel con 0 gradi rappresentano la direzione del Nord, 90 Est, 180 Sud e 270 Ovest.

5.2 Geologia

La carta geologica a scala 1:25000 è stata realizzata dalla Cassa per il Mezzogiorno nel 1959 mediante rilevamento geologico. Nel 2000 si è provveduto alla rasterizzazione, vettorializzazione e strutturazione di un DB topografico, prodotto in collaborazione con l'Ordine dei Geologi della Calabria.

Per quanto riguarda le caratteristiche litologiche, il dato di origine è stato affinato, sempre nell'ottica di ridurre la soggettività nell'assegnazione dei coefficienti al parametro X , considerando le condizioni litotecniche degli ammassi rocciosi. In particolare per le rocce plutoniche e metamorfiche di alto grado è stata eseguita attraverso l'esecuzione di analisi geomeccaniche e la correlazione con le classi RMR. Per gli ammassi di rocce metamorfiche di basso grado e sedimentarie è stata eseguita una caratterizzazione geomeccanica con l'attribuzione del del GSI.

Il metodo R.M.R. (*Rock Mass Rating*), elaborato da *Bieniawsky (1989)*, ha come obiettivo quello di fornire un indice meccanico dato dalla valutazione dei seguenti parametri:

- Resistenza a compressione monoassiale della roccia intatta C_0 (anche attraverso la determinazione dell'indice di resistenza con la prova di punzonamento – prova Franklin)

- Qualità della massa rocciosa , mediante l'indice di recupero percentuale modificato RQD (Rock Quality Designation)
- Spaziatura delle discontinuità;
- Condizioni delle discontinuità (natura delle pareti a contatto, grado di separazione, riempimenti);
- Condizioni idrogeologiche;
- Giacitura delle discontinuità in rapporto alla direzione di scavo.

Ad ogni valore o stima su ognuno dei parametri definiti corrisponde un coefficiente numerico, un parametro (rating) che contribuisce alla definizione per somme dell'indice RMR.

$$RMR = \sum_{i=1}^5 P_i - P_6$$

Equazione 5-4 Formula per il calcolo dell'RMR

e viene così attribuita la relativa classe di appartenenza, precisamente cinque classi di roccia: I, II, III, IV, V definibili rispettivamente come ottima, buona, discreta, scadente e molto scadente:

Tabella 5-1 Tabella di riferimento per la classe di appartenenza dell'ammasso roccioso, in base al valore di RMR (Bieniawski, 1989).

RMR	Classe	Qualità
≤ 20	V	Molto Scadente
21 – 40	IV	Scadente
41 – 60	III	Discreta
61-80	II	Buona
81-100	I	Ottima

Il concetto sviluppato da Hoek (*Hoek & Marinos, 2000*) e che è alla base del GSI (*Geological Strength Index*) combina l'assetto strutturale dell'ammasso roccioso con le caratteristiche delle discontinuità che lo separano, per arrivare ad un valore indice, che non viene indicato come valore univoco ma attraverso un range, che permetta il suo utilizzo per una valutazione accurata della resistenza e della deformabilità di un ammasso roccioso.

Il GSI vede la sua valutazione affidata all'utilizzo di un grafico (Fig. 4-2) dove le caratteristiche strutturali dell'ammasso in termini di grado di fatturazione e disturbo tettonico sono intercorrelate con le caratteristiche della superficie delle

discontinuità in termini di rugosità, alterazione e riempimento della frattura. Tale intercorrelazione permette di assegnare i valori di GSI. L'assunzione di base del sistema, estendibile anche ad altri sistemi di classificazione, quali Q, RMR, SMR, è che l'ammasso si comporta in maniera isotropa.

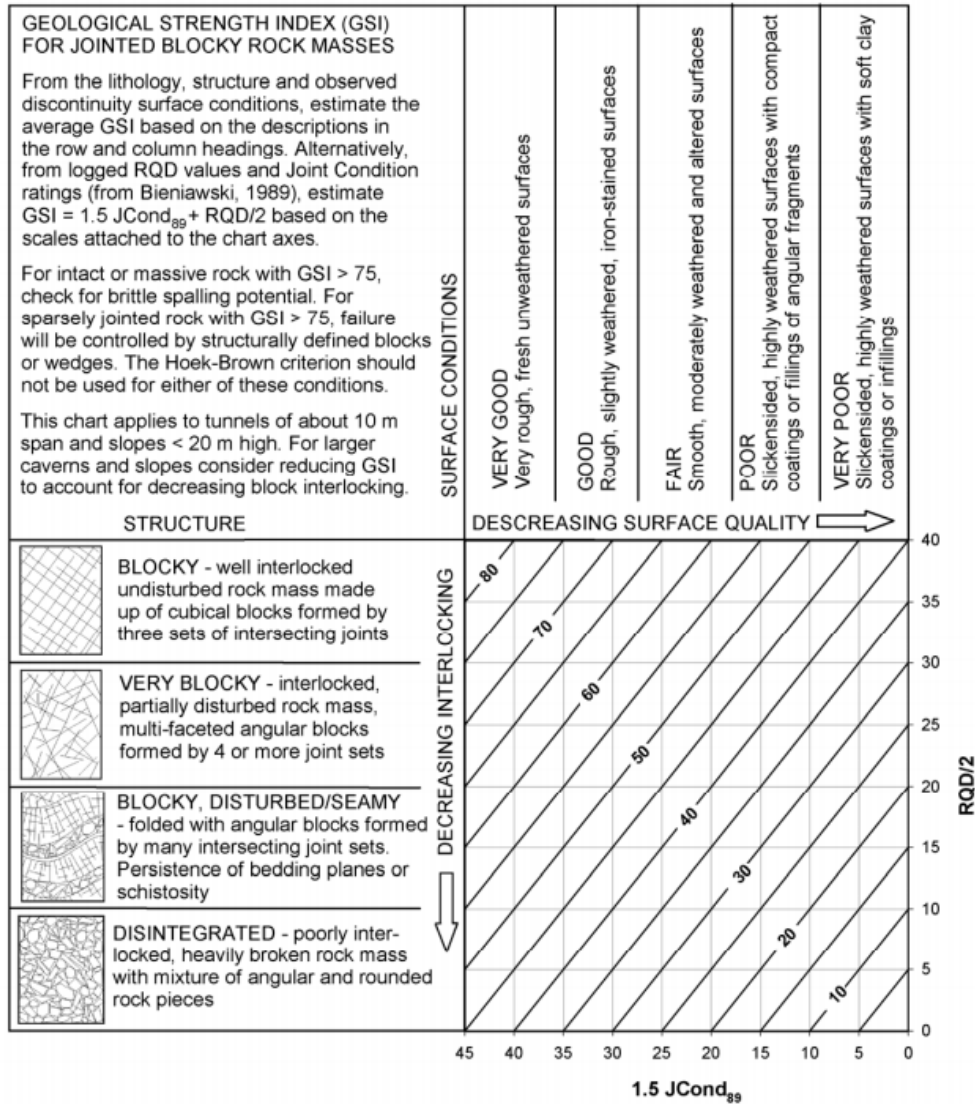


Figura 5-2 Grafico per la determinazione dell'Indice GSI in rocce eterogenee

5.3 Uso del Suolo

La carta di uso reale del suolo è stata commissionata dall'Unione Europea nell'ambito del progetto "Corine Land Cover" mirato alla conoscenza di tutto il territorio europeo che ha prodotto una banca dati geografica.

Le informazioni sono state classificate su 44 classi, utilizzabili per l'analisi ed il monitoraggio ambientale regionale (scala 1:100.000). Lo studio è stato realizzato utilizzando scene del satellite Landsat 5 TM, fotointerpretate su lucido, digitalizzate e mosaicate. Nell'ambito del SITAC la copertura Corine è stata georeferenziata in UTM fuso 33, corretta nelle relazioni di data base e riclassificata in 10 classi principali e tre livelli.

Nell'anno 2000 è stata realizzato un aggiornamento di questa copertura, arrivando per le zone naturali e boscate alla classificazione fino al 4° livello.

Nel 2012 è stato realizzato un aggiornamento del database CORINE con un grado di dettaglio notevole ed utilizzabile a scala di bacino idrografico. Le informazioni relative ai bacini idrografici utilizzati per lo studio del presente lavoro sono state ulteriormente affinate, attraverso osservazioni dirette e fotointerpretazione, al fine di rendere il dato omogeneo ed idoneo per la procedura del calcolo dei coefficienti del parametro Y .

5.4 Precipitazioni e Temperatura

Nei processi di perdita di suolo ed in generale nei fenomeni di erosione le precipitazioni e le condizioni meteo climatiche di un luogo giocano un ruolo fondamentale e sono dei fattori che agiscono attivamente al processo.

Le precipitazioni e la temperatura sono due fattori che entrano in gioco nel calcolo della perdita di suolo e saranno prese in considerazione dalla metodologia trattata nel presente studio.

Le caratteristiche idrologiche dei bacini idrografici utilizzati nei casi studio (Capitolo 7) sono state ricavate utilizzando tre tipologie di dataset disponibili:

1. dalle informazioni pluviometriche desunte dalle stazioni di misura presenti nella rete di misure del Centro Multirischi della Regione Calabria;
2. dai dati ricavati dallo studio preliminare che ha portato alla creazione di un database sulle precipitazioni giornaliere per il periodo che va dal 1978 al 2007 (*Federico S. et al., 2009*);
3. dalle analisi di dati acquisiti da sensori satellitari.

Per quanto riguarda le temperature, si è fatto riferimento solo ai dati forniti dal Centro Multirischi della Regione Calabria, prendendo in esame le stazioni utili per il bacino di interesse ed applicando una regressione lineare al fine di ottenere

un'informazione sulla temperatura uniforme e spazialmente distribuito su tutta l'area del bacino.

Le precipitazioni sono una variabile di primaria importanza, la cui stima accurata è cruciale per molti studi scientifici in meteorologia, idrologia, geologia ed in altre scienze ambientali. I dati di precipitazione possono essere stimati tramite strumentazione al suolo (pluviometri e radar terrestri), oppure tramite osservazioni satellitari. I dati osservati da satellite assicurano una copertura globale della Terra, ma tra gli svantaggi presentano una risoluzione spaziale troppo grossolana per rilevare alcune variabilità spaziali. Per questo motivo è necessario migliorare la loro risoluzione spaziale.

Nel presente lavoro sono state considerate ed approfondite alcune metodologie che consentono di ottenere un dato più accurato a partire da informazioni a bassa risoluzione spaziale come quelle fornite per esempio dalle osservazioni satellitari. È stato effettuato il downscaling di dati di precipitazione derivati dalla versione operativa dell'algoritmo Precipitation Estimation at Microwave Frequencies (PEMW), sviluppato all'Istituto di Metodologie per l'Analisi Ambientale (IMAA) del Consiglio Nazionale di Ricerca (CNR) (*Di Tommaso et al, 2009*).

La procedura di downscaling consente di migliorare notevolmente la risoluzione spaziale dei dati di precipitazione. In particolare, una tecnica geostatistica, detta kriging with external drift, è stata applicata ai dati di intensità di pioggia superficiale ottenuti da un algoritmo basato su osservazioni satellitari.

I dati di intensità di pioggia superficiale sono stati downscalati dalla risoluzione iniziale di circa 16 km a quella di 3 km. Nel kriging con external drift sono state utilizzate diverse variabili e combinazioni di esse come variabili ausiliarie. In particolare, oltre alle variabili orografiche, quali elevazione, pendenza e aspetto, sono state investigate anche le informazioni provenienti dalle temperature di brillanza, relative alla banda del vapore acqueo (a 6.2 μm e 7.3 μm) e alla banda termica (a 10.8 μm e 8.7 μm), osservate tramite il radiometro Spinning Enhanced Visible and InfraRed Imager (SEVIRI), a bordo del satellite Meteosat Second Generation (MSG) (*Cersosimo & Larosa et alii, 2018*).

Capitolo 6

6 Il plug-in EPMGIS -YES (Yield Erosion Sediment)

Nel seguente capitolo verranno illustrate le funzionalità del plug-in sviluppato e le procedure necessarie per automatizzare tutte le operazioni per la stima della produzione di sedimenti di un bacino idrografico.

L'attività di ricerca ha permesso di sviluppare un software che si basa sui principi del modello EPM e che permette di calcolare la produzione dei sedimenti e dare indicazioni sul materiale trasportato alla sezione di chiusura di un bacino idrografico (erosion and sediment yield).

Il plug-in utilizza le equazioni del modello EPM e calcola la produzione ed erosione dei sedimenti attraverso un codice di calcolo che permette di applicare la formula di Gavrilović iterando l'algoritmo rapidamente su poligoni di dimensioni variabili ottenendo il volume dei sedimenti prodotto in $\text{m}^3 \text{ year}^{-1}$ e cartografie in formato raster e vettoriale che permettono di visualizzare la distribuzione spaziale della produzione dei sedimenti.

Il plug-in, in una sua prima versione, utilizzava solo dati vettoriali ed integrando una specifica parametrizzazione del fattore Geolitologico (resistenza all'erosione) degli ammassi rocciosi fratturati e/o alterati elaborato attraverso

l'applicazione di metodologie di caratterizzazione geomeccanica (GSI, RMR) (Vacca & Dominici 2015) e petrografica/tessiturale (Nesbitt & Young, 1982; Gullà & Matano 1994, Perri et al., 2016 Vacca, 2015).

Successivamente, ulteriori sviluppi hanno consentito di elaborare i dati direttamente in formato raster ottenendo così una distribuzione continua e puntuale della stima di produzione di sedimenti per il bacino idrografico analizzato.

Inoltre attraverso l'utilizzo dell'indice di connettività (Borselli et al., 2008; Cavalli et al., 2013), parametrizzato mediante analisi granulometriche e composizionali dei sedimenti fluviali e l'utilizzo di traccianti naturali ed artificiali (Vacca & Dominici 2015, Vacca 2017), viene caratterizzato il reticolo idrografico in termini di connessione tra le aste secondarie e l'asta principale, identificando nei sub bacini idrografici quali sono aree che maggiormente contribuiscono all'alimentazione detritica dell'asta principale.

6.1 Premessa

La stima della produzione dei sedimenti di un bacino idrografico rappresenta una problematica chiave nella definizione di politiche di gestione dell'uso del suolo, del rischio idrogeologico e dell'erosione costiera. In letteratura esistono diversi modelli semi-quantitativi che si basano su equazioni di tipo empirico che mettono in relazione fattori di tipo climatico, uso del suolo, processi geomorfologici e geologici. Nel presente lavoro è stato utilizzato il modello multiparametrico di Gavrilović (Gavrilović, 1959, 1972), modificato da Zemljic (Zemljic, 1971). La scelta è ricaduta su questo metodo in quanto sviluppato per corsi d'acqua a carattere torrentizio e in un contesto climatico di tipo mediterraneo come quelli dell'area studiata. Il modello permette di calcolare la stima di produzione di sedimenti dell'intero bacino idrografico.

La stima, secondo il metodo di calcolo classico non permette di individuare quali sono le aree del bacino caratterizzate da maggiore e minore produzione di sedimenti. Per consentire una mappatura di maggior dettaglio all'interno di un bacino idrografico è stata adottata una nuova metodologia di calcolo che consiste nel suddividere l'area di bacino in maglie quadrate con lato di 250 metri in modo da calcolare per singola cella il contributo sulla produzione di sedimenti. Le analisi sono state eseguite in ambiente GIS attraverso l'uso del software open source

QGIS. Per il caso specifico è stato sviluppato un plug-in in ambiente PyQGIS che consente di velocizzare i calcoli attraverso una procedura di tipo *wizard* e di inserire ed elaborare, da parte dell'utente, i parametri necessari per il calcolo della stima di produzione di sedimenti attraverso la formula di Gavrilović.

Il plug-in consente un'estrema velocizzazione del calcolo e di operare calibrazioni e validazioni sulla base di dati diretti. Inoltre, il plug-in permette di incrementare l'accuratezza del calcolo in quanto è possibile dettagliare i singoli parametri richiesti dal metodo di Gavrilović; ad esempio è possibile operare sulla distribuzione dei parametri termo-pluviometrici (*Cianflone et al., 2015*) e sul coefficiente di erosione facendo riferimento alla caratterizzazione quantitativa della resistenza all'erosione degli ammassi rocciosi (*Auddino et al., 2015, Vacca et al., 2015*).

Il calcolo viene eseguito sulla base della selezione spaziale del bacino idrografico di interesse. Il modello esegue il calcolo iterando l'algoritmo su ogni cella del bacino, ottenendo così un nuovo tematismo nel quale è rappresentata la distribuzione spaziale della stima di produzione di sedimenti. Inoltre la rappresentazione del modello di stima di produzione sedimenti a maglie quadrate mediante l'interfaccia grafica di QGIS, facilita la rappresentazione della distribuzione spaziale del valore di produzione di sedimenti espresso in $\text{m}^3 \text{ year}^{-1}$ per ogni cella.

Il modello a celle è stato calibrato utilizzando un piccolo lago artificiale situato nel settore a monte del fiume Savuto (Massiccio della Sila, Calabria centrale). Il bacino analizzato è caratterizzato da una superficie di $44,68 \text{ km}^2$, pendenza media del 17.65%, precipitazione media annua di 1224,27 millimetri, e temperatura di 13°C . La geologia dell'area è costituita prevalentemente da rocce granitoidi coperte da profili di suolo derivanti dai processi di alterazione delle stesse rocce.

L'utilizzo in ambiente GIS di modelli semi-quantitativi e di uno specifico Plug-in di calcolo e visualizzazione della stima di produzione di sedimenti, permette di identificare velocemente e con elevato dettaglio, in relazione alla qualità dei dati, criticità e problematiche a scala del bacino idrografico ed di programmare politiche di gestione ed uso del territorio a medio lungo-termine (>1 anno) finalizzate alla mitigazione del rischio idrogeologico e costiero.

6.2 Metodologia

Nel presente lavoro è stato sviluppato il plug-in come un'applicazione basata sull'API QGIS (*Application Programming Interface*). Il plug-in è stato sviluppato utilizzando il linguaggio di programmazione Python ed è costituito da una serie di operazioni (Fig. 6-1) che guidano l'utente verso il calcolo della produzione di sedimenti attraverso una procedura guidata.

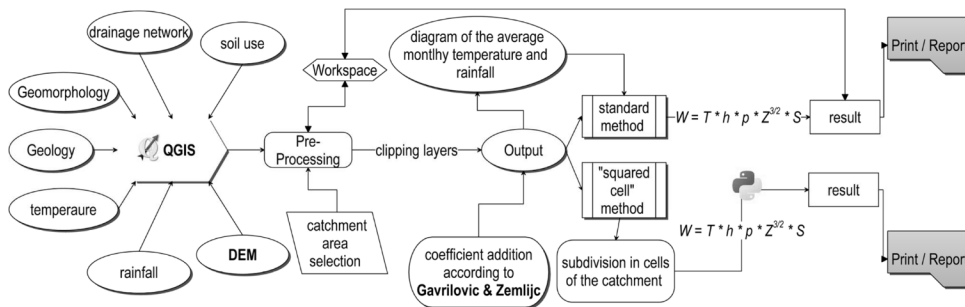


Figura 6-1 Flow-chart di tutte le operazioni eseguite dall'applicazione

Nelle sezioni seguenti descriveremo ogni fase inclusa nell'applicazione passo dopo passo.

6.2.1 Pre-processing

Al primo avvio, l'applicazione apre una finestra di dialogo che consente di scegliere tra i metodi di calcolo disponibili che sono quello standard e quello a cella, e di impostare la cartella dell'area di lavoro in cui verranno memorizzati tutti i dati di output (vettore e raster) (Fig. 6-2).

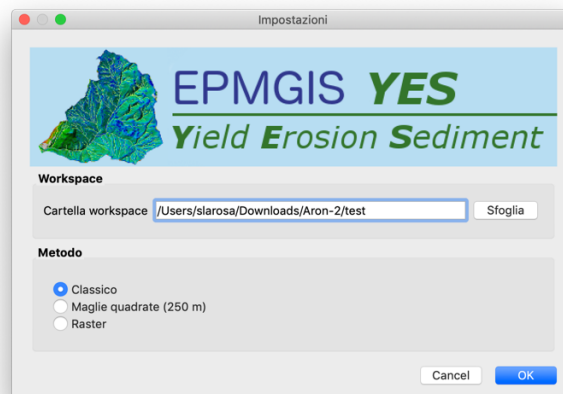


Figura 6-2 Finestra di configurazione iniziale dell'applicazione EPMGIS-YES

Il passaggio successivo consiste nelle seguenti operazioni:

- caricamento dei livelli necessari per l'analisi di geoprocessing come modello di elevazione digitale (nei formati asci, geotiff o txt), mappa geologica, mappa di utilizzo del suolo, rete di drenaggio, valori o mappe termo-pluviometrici, mappa delle frane;
- selezione spaziale del bacino idrografico;
- possibilità di eseguire il calcolo come bacino singolo o multi bacini;
- selezione dei layer caricati per le seguenti operazioni, ad es. clipping, buffering, DEM per l'analisi della pendenza (usando le classi di pendenza desiderate) ecc;
- parametri di calibrazione per il calcolo dell'indice di connettività e per il rapporto di rilascio di sedimenti (SDR).

Alla fine della fase 1 tutti i livelli necessari (con il sistema di coordinate selezionato dall'utente) sono pronti per l'applicazione del modello EPM.

Una volta eseguita la procedura, per ogni bacino sarà creato un file di tipo JSON nel quale saranno riportate tutti i parametri utilizzati per il calcolo. Il file *config.JSON* potrà essere utilizzato per le successive operazioni necessarie per l'esecuzione della metodologia. Di seguito si riporta il contenuto del file JSON di configurazione:

```
{
  "main": [
    {
      "sFactor": 116.79218126473012,
      "z": 0.2606625722873055,
      "gFactor": 9.699387242364638,
      "coeffcheck": [
        "EPM_GIS_Idrografia_s",
        "EPM_GIS_Pendenze_s",
        "EPM_GIS_Frane_Project",
        "EPM_GIS_clc2012_iv_livello",
        "EPM_GIS_geo25000_utm33"
      ],
      "basinArea": 245481793.15603244,
      "basinField": "nome",
      "valueTemp": 16.0,
      "meanSDR": 0.13942495391771859,
      "valueRainFall": 1263.79,
      "basin": "Esaro",
      "resultcombos": [
        0,
        1,
        4,

```

```

2,
3,
0
],
"yFactor": 217.03150995731787,
"rFactor": 14.706453979955393,
"basinSourceFile":
"/Users/slarosa/Documents/dottorato/TESI/DATI/bacino_esaro.shp",
"xFactor": 62.76563928845293,
"meanSlope": 33.401004969950804
}
]
}

```

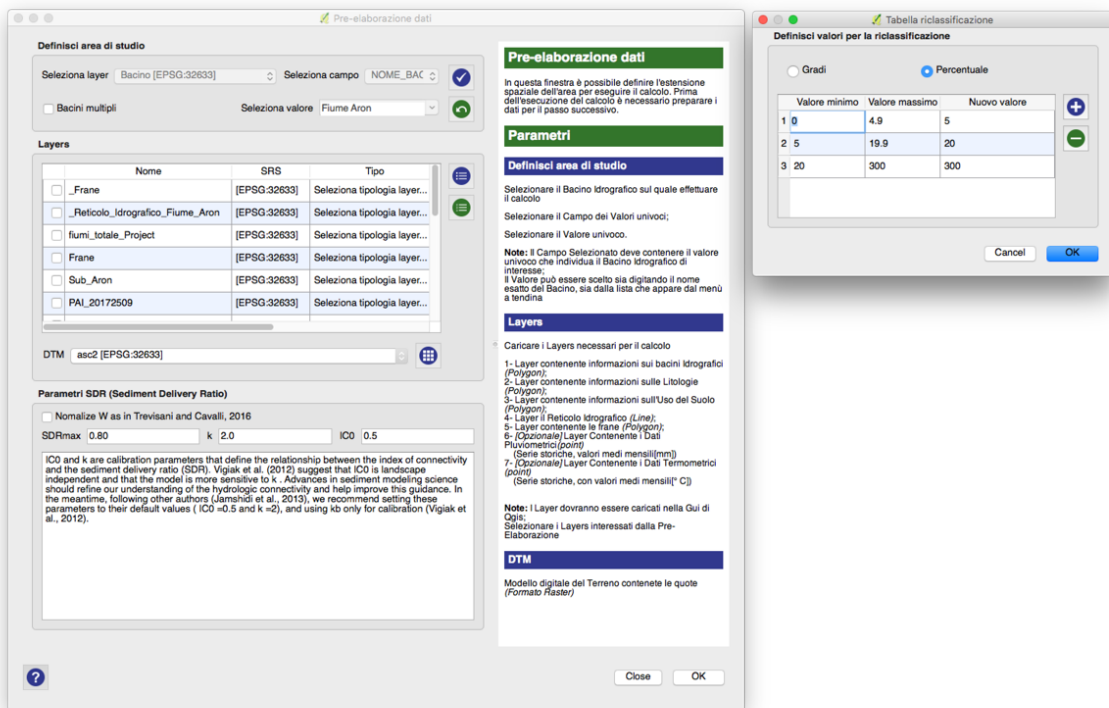


Figura 6-3 Finestra di dialogo per le operazioni di pre-processing.

6.2.2 Inserimento dei coefficienti

Per ogni parametro (geologia, uso del suolo ecc.) è necessario definire i coefficienti empirici relativi. L'utente può selezionare l'opzione predefinita suggerita da Zemljčić (1971) e Gavrilović (1988) (descrizione del coefficiente in Fig. 5-4) o digitarli direttamente nella casella relativa al valore del coefficiente. La scelta di nuovi coefficienti può basarsi generalmente su fonti bibliografiche (Milanesi et al., 2015; Vacca e Dominici, 2015; Auddino et al., 2015), indagini sul campo (ad es. Caratterizzazione delle rocce geomeccaniche e grado di

resistenza agli agenti atmosferici) e misurazioni di laboratorio (ad es. prove di taglio, analisi petrografiche, mineralogiche e geochimiche).

Al termine della procedura di inserimento dei coefficienti gli stessi vengono memorizzati mettendoli in relazione con la superficie dei singoli elementi considerati per le diverse componenti (Litologia, Uso del Suolo, Pendenze etc.).

Dopo il salvataggio, la tabella di inserimento coefficienti, mostrata sull'interfaccia grafica della finestra, indica anche la percentuale di superficie (espressa sia in Km² che in %) del bacino per ogni elemento del parametro considerato per il calcolo finale. Questo dato consente di avere indicazioni quantitative sull'entità del contributo delle porzioni di territorio rappresentate dal poligono del parametro stesso.

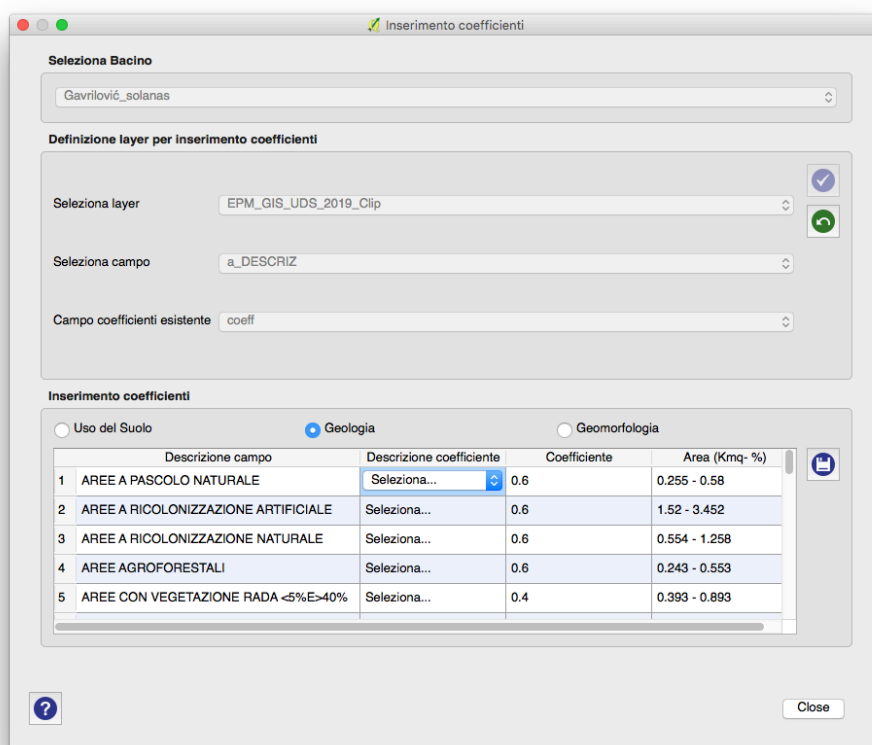


Figura 6-4 Finestra di dialogo per l'inserimento dei coefficienti.

6.2.3 Dati termo-pluviometrici

I dati relativi a pioggia e temperatura possono essere caricati come valori medi (per il periodo analizzato), livello vettoriale punti o tabella (.csv, .txt). In quest'ultimo caso, il plug-in calcola la regressione lineare (Figura 6-7) delle

precipitazioni-altitudine e della temperatura-altitudine, che consente di ottenere una mappa di distribuzione utilizzando i valori di elevazione, come descritto da Cianflone et al. (2015). Se i dati termo-pluviometrici vengono caricati come dati vettoriali puntiformi, il plug-in visualizza anche il grafico dell'istogramma relativo (Figg. 6-5 e 6-6).

Il calcolo dell'istogramma consente di capire l'andamento della variabile considerata e da indicazioni di eventuali anomalie nei valori misurati permettendo di intervenire per correggere tali valori al fine di ottenere un risultato più accurato nelle elaborazioni successive.

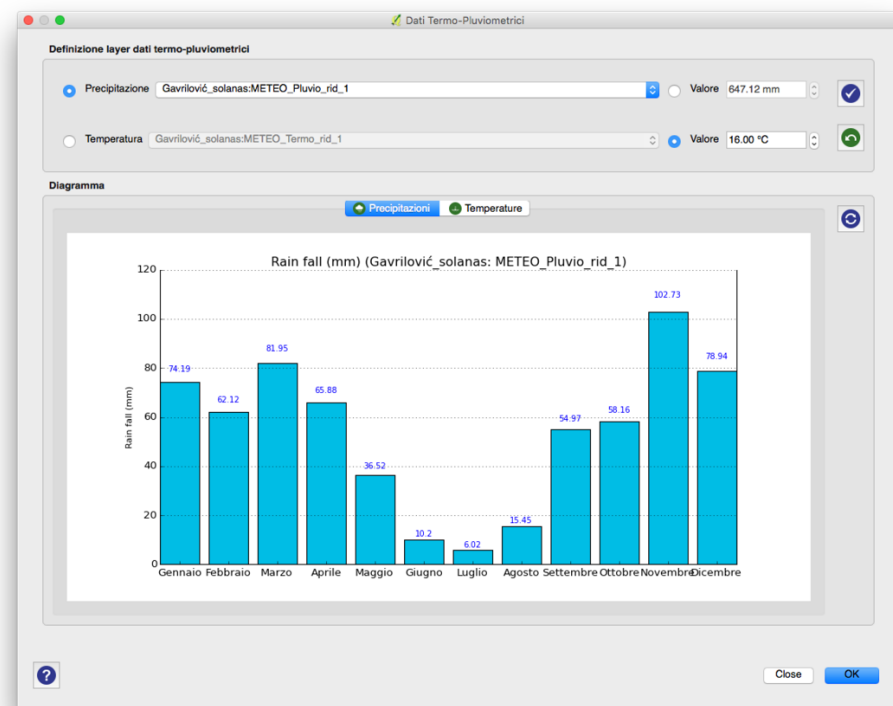


Figura 6-5 Finestra di dialogo per la definizione dei dati pluviometrici

La stessa procedura può essere fatta per il calcolo dell'istogramma delle temperature.

In questa fase, sulla base della tipologia dei file e del formato caricato per le analisi di precipitazione e temperatura, vengono memorizzati per le piogge il valore cumulato medio annuale calcolato sul range temporale del dato di input e per le temperature la media annuale. La stessa procedura può essere eseguita direttamente dalla finestra del calcolo finale utilizzando l'apposito pulsante presente sull'interfaccia grafica della finestra di dialogo del calcolo finale.

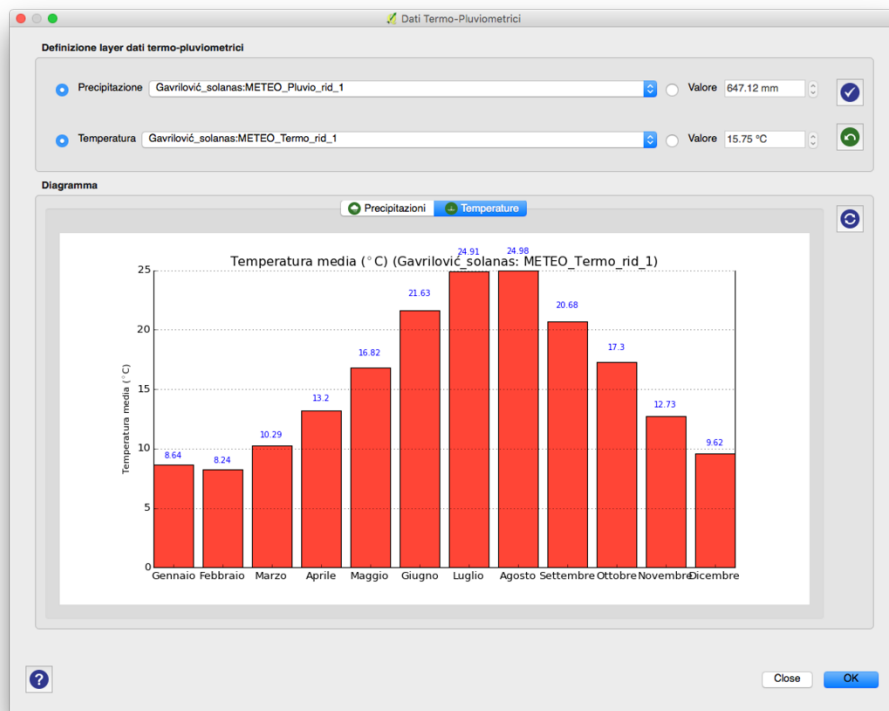


Figura 6-6 Finestra di dialogo per la definizione dei dati di temperatura

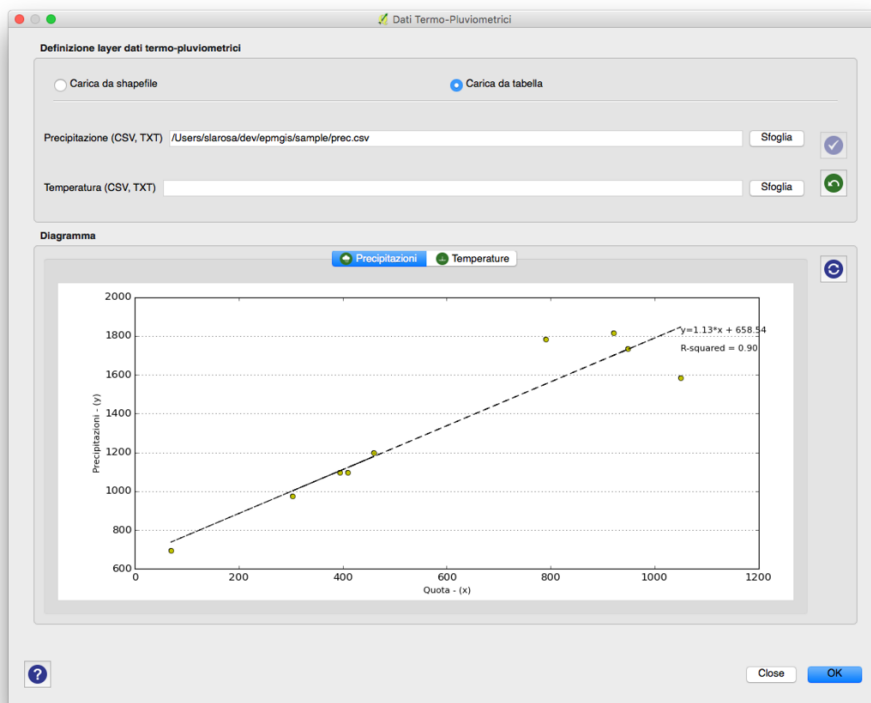


Figura 6-7 Calcolo dati termo-pluviometrici con regressione lineare

6.2.4 Calcolo finale

Il calcolo finale consiste nell'assegnazione dei vari layers (precedentemente caricati ed elaborati) a ciascun parametro dell'equazione di Gavrilović (Fig. 5-8). Successivamente viene ottenuta la stima della produzione di sedimenti (W) ($m^3 \text{ years}^{-1}$) insieme a un rapporto finale in cui sono riportati tutti i parametri e i coefficienti utilizzati negli step successivi.

Durante la fase 1, se è stato scelto il metodo della “cella quadrata” oltre al rapporto finale, il plug-in crea le mappe di distribuzione (in formato griglia) dei parametri Gavrilović (X , Y e γ), per la stima del coefficiente di erosione relativa Z e stima della produzione di sedimenti (W).

Nella finestra, oltre che nel report, viene mostrato il valore del rapporto di rilascio dei sedimenti (SDR) utilizzato per il calcolo di G_y .

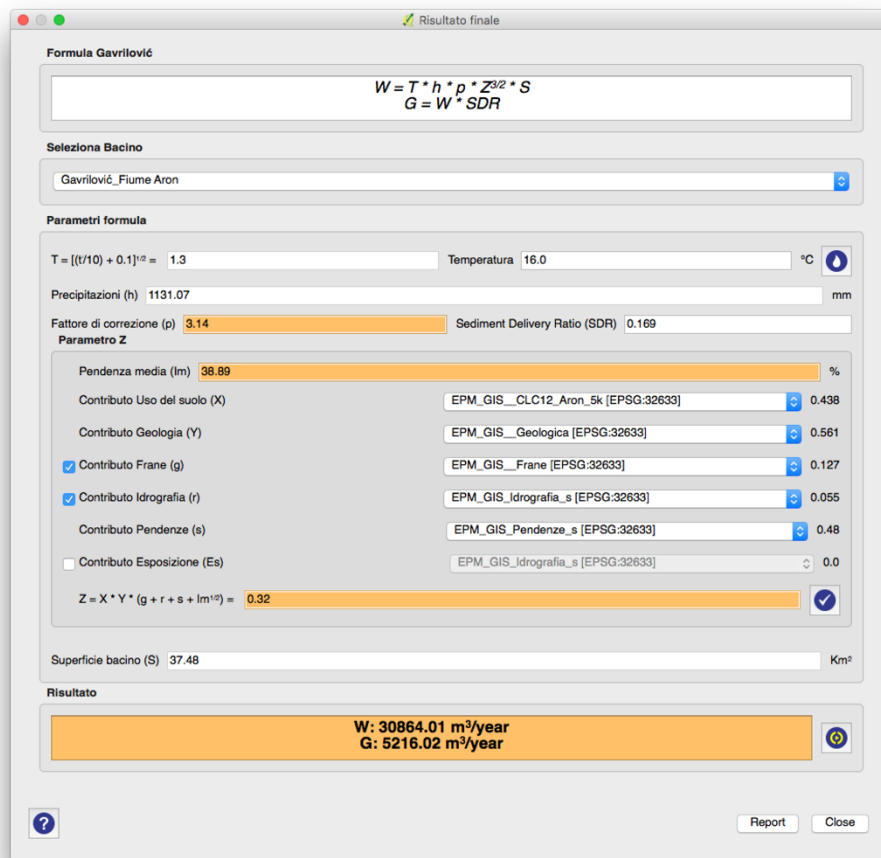


Figura 6-8 Finestra di dialogo per il calcolo finale

Il report finale (Fig. 6-9), che può essere salvato in formato PDF, è un documento molto importante in quanto consente di avere una visione completa di tutti i valori usati nel calcolo della stima di produzione dei sedimenti utilizzando il modello EPM.

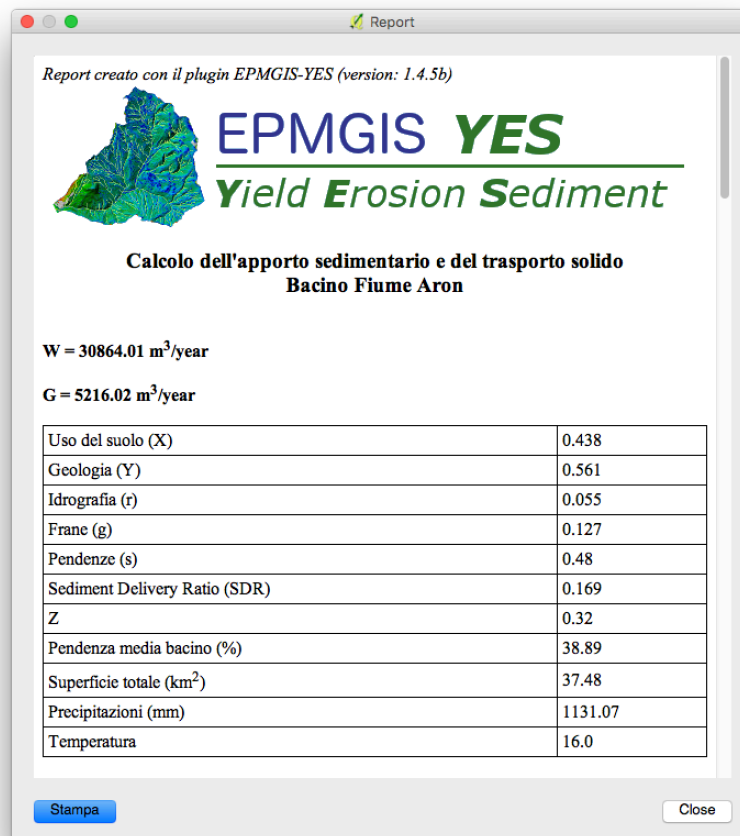


Figura 6-9 Report finale generato alla fine del processo in cui vengono riportati tutte le informazioni relative al bacino idrografico analizzato.

Capitolo 7

7 Casi studio e risultati

In questo capitolo vengono riportati alcuni casi studio che riguardano i risultati ottenuti per il calcolo dell'apporto sedimentario e del trasporto solido per i seguenti bacini idrografici:

1. Bacino Fiume Aron
2. Bacino Fiumara Sfalassà;
3. Bacino Torrente Canello;
4. Bacino Riu Solanas;
5. Bacino Fiumara di Favazzina;
6. Bacino Fiume Esaro (Diga);
7. Bacino Fiume Savuto (Diga)

La maggior parte dei Bacini Idrografici ricadono in Calabria e solo uno in Sardegna (Fig. 7.1).

I bacini sopra elencati sono stati scelti sulla base delle caratteristiche geologiche e morfologiche, della disponibilità dei dati dei singoli bacini. Il bacino studiato che ricade in Regione Sardegna rientra tra le aree studiate del Progetto MAREGOT.

Di seguito viene riportato una tabella riassuntiva con le principali caratteristiche morfologiche dei singoli bacini.

Tabella 7-1 Tabella riassuntiva di tutti i bacini idrografici studiati sulla quale vengono riportati i valori di quota e pendenza. Le quote sono espresse in metri mentre le pendenze sono espresse in percentuale (%).

Nome	Superficie (km ²)	Quota (media)	Quota (max)	Quota (min)	Pendenza (media)	Pendenza (max)	Pendenza (min)
Aron	37.48	647.00	1109.59	0	38.89	243.43	0.011
Sfalassà	24.03	650.04	1176.37	0	28.74	165.80	0
Favazzina	20.46	850.00	1555.65	0	35.35	154.64	0
Cancello	18.27	644.25	1035.41	94.25	28.76	126.05	0
Riu Solanas	44,03	450.00	781.00	0	34.92	117.5	0
Esaro (Diga)	245.48	1119.38	1955.44	122.08	33.40	236.47	0
Savuto (Diga)	44.68	1523.24	1681.34	1173.93	17.779	84.39	0

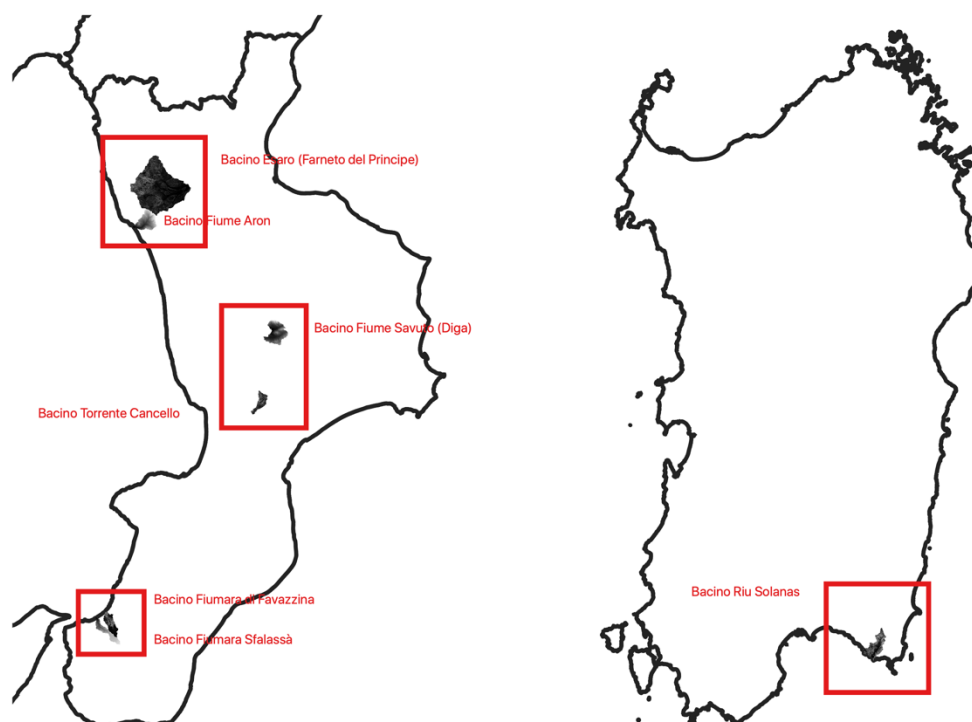


Figura 7-1 Localizzazione dei Bacini Idrografici studiati.

La determinazione dell'altezza media può essere semplificata costruendo la curva ipsografica (Figg. 7-2 e 7-3) che fornisce la distribuzione delle superfici nelle diverse fasce altimetriche. Ogni punto della suddetta curva ha come ordinata un valore di quota e come ascissa la superficie parziale del bacino posta al di sopra della quota considerata. Ovviamente alla quota massima corrisponde una

superficie nulla mentre, alla quota minima, che è quella della sezione di chiusura, corrisponde la superficie dell'intero bacino.

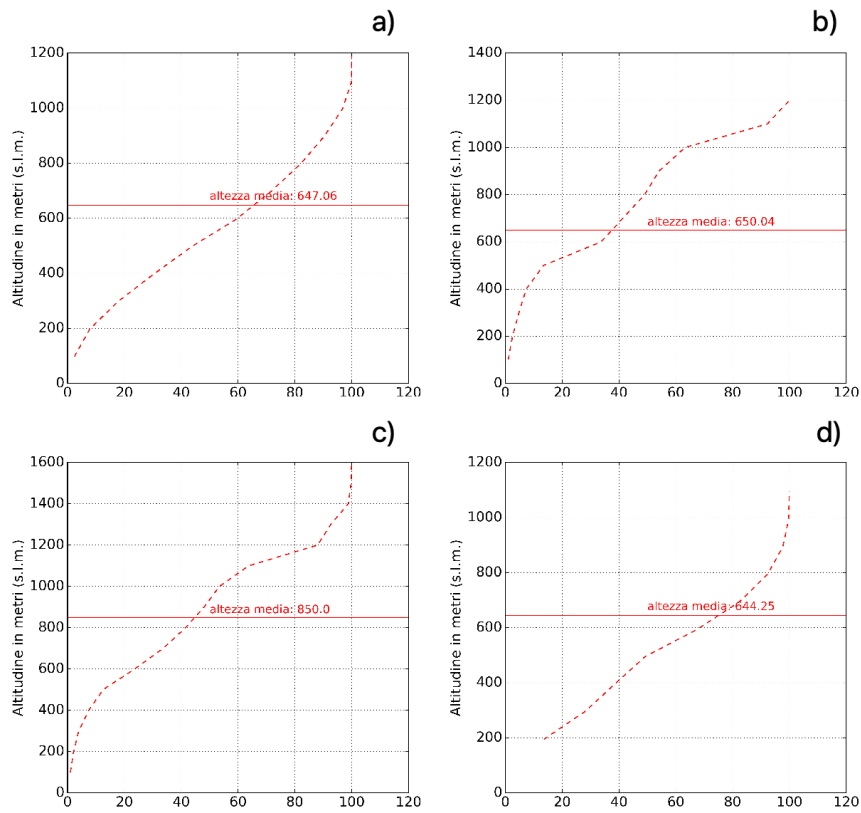


Figura 7-2 Curve ipsografiche dei bacini idrografici studiati. a) Fiume Aron, b) Fiumara Sfalassà, c) Fiumara Favazzina, d) Torrente Canello.

L'area racchiusa dalla curva ipsografica e dagli assi coordinati, tenuto conto delle unità di misura utilizzate rappresenta il volume del rilievo.

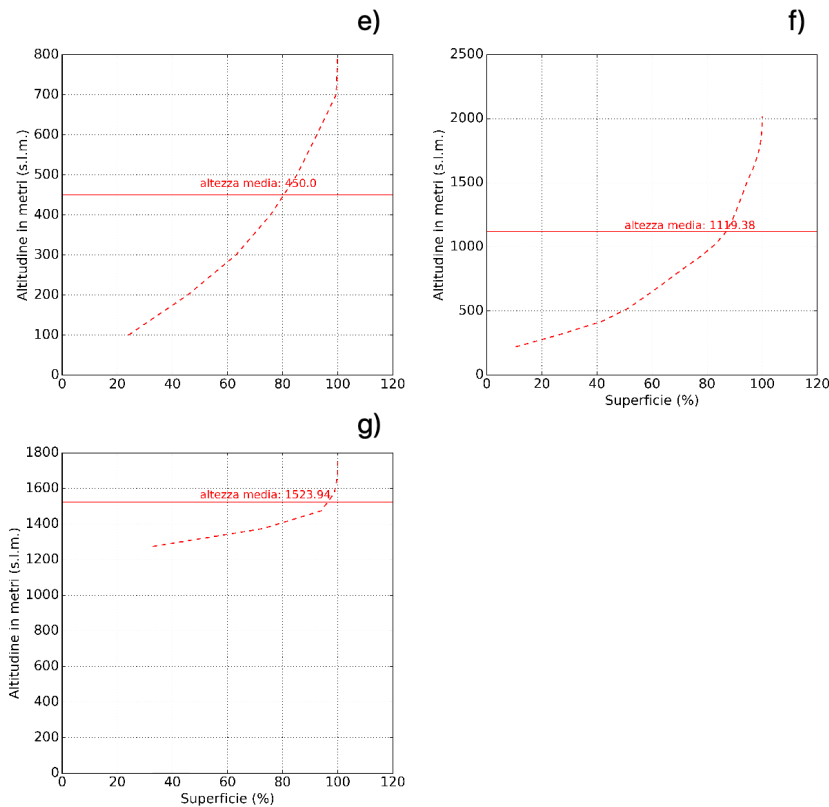


Figura 7-3 Curve ipsografiche dei bacini idrografici studiati. e) Riu Solanas, f) Fiume Esaro, g) Fiume Savuto.

La curva ipsografica può essere rappresentata anche in un diagramma adimensionale che riporta in ordinata la quota h_i rapportata al valore massimo h_{max} e in ascissa la superficie A_i posta a quota maggiore o eguale a h_i rapportata alla superficie dell'intero bacino A (Figg. 7-4 e 7-5) e in questo caso è denominata ipsometrica.

Dall'andamento della curva delle Figure 7-4/5 si possono dedurre alcune informazioni sul grado di evoluzione dei bacini idrografici studiati. Facendo riferimento alla Fig. 7-4 la curva a) rappresenta lo stadio giovanile (bacino in fase di erosione); la curva b) quello di maturità (condizioni di equilibrio) e la curva c) quello di senilità (fase monadnock, caratterizzata dalla presenza di colline isolate che costituiscono i resti di una originaria superficie sottoposta a erosione del rilievo).

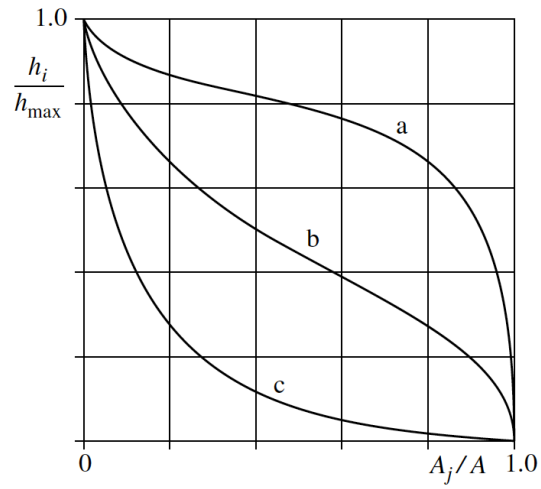


Figura 7-4 Differenti forme di curve ipsometriche di un bacino idrografico.

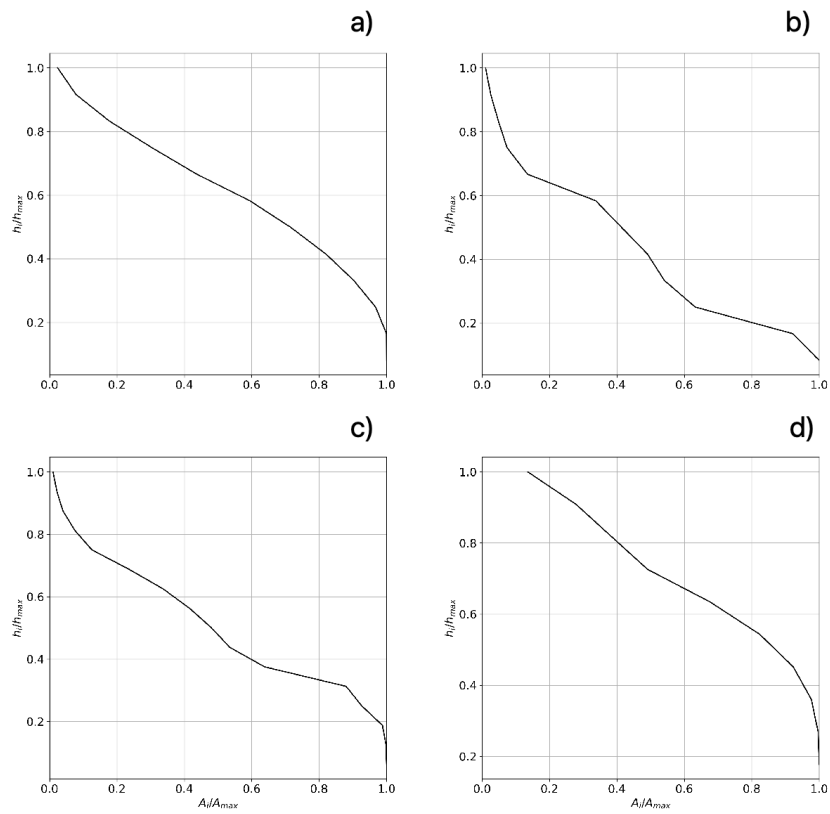


Figura 7-5 Curve ipsometriche dei bacini idrografici studiati. a) Fiume Aron, b) Fiumara Sfalassà, c) Fiumara Favazzina, d) Torrente Canello.

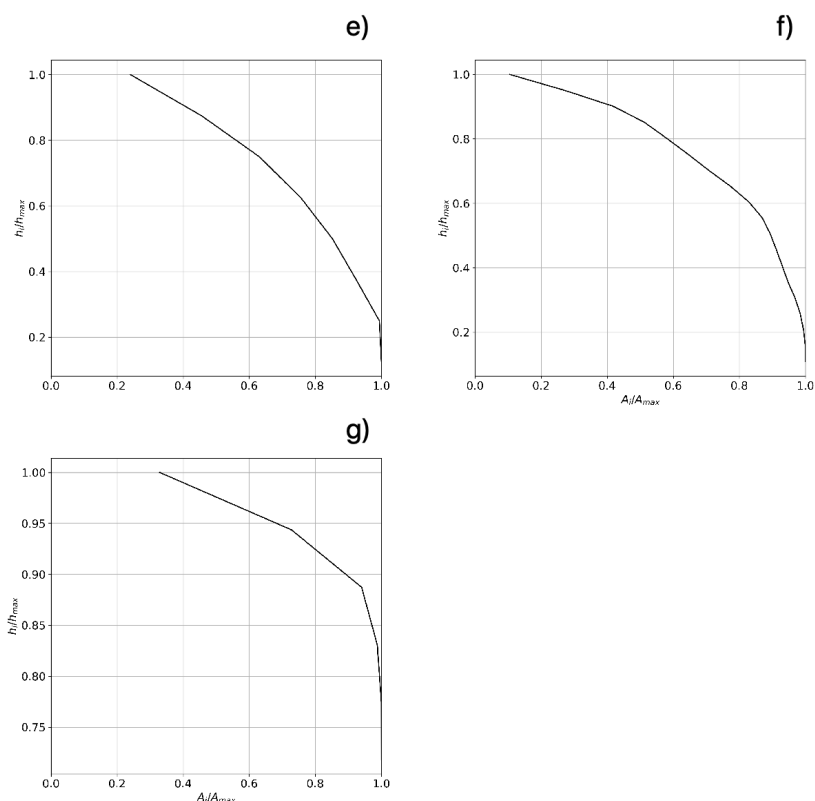


Figura 7-6 Curve ipsometriche dei bacini idrografici studiati. e) Riu Solanas, f) Fiume Esaro, g) Fiume Savuto.

Le analisi per la determinazione del volume di sedimenti prodotti sono state eseguite attraverso l'utilizzo del plug-in EPMGIS-YES. Per ogni Bacino idrografico sono stati ricavati i valori di produzione di sedimenti espressi in $\text{m}^3 \text{ km}^{-2} \text{ year}^{-1}$. Per ciascun bacino sono stati riportati i coefficienti assegnati per il calcolo dei parametri necessari utili per l'applicazione della metodologia descritti nei capitoli precedenti.

Di seguito si riporta una tabella di sintesi con i valori calcolati per i singoli bacini in esame.

Tabella 7-2 Tabella riassuntiva dei valori ottenuti di volume di sedimenti prodotti (W_y) e volumi di sedimenti che arrivano alla sezione di chiusura al netto della rideposizione (G_y) in relazione al Sediment Delivery Ratio (ξ), per tutti i casi studio.

Bacino Idrografico	Superficie (km^2)	W_y $\text{m}^3 \text{ km}^{-2} \text{ year}^{-1}$	G_y $\text{m}^3 \text{ km}^{-2} \text{ year}^{-1}$	ξ SDR
Aron	37.48	823.48	142.46	0.173
Sfalassà	24.03	2279.22	455.84	0.200
Favazzina	20.46	925.18	201.69	0.218
Cancello	18.27	477.47	89.76	0.188

Riu Solanas	44,03	286.71	45.87	0.160
Esaro (Diga)	245.48	688.57	95.71	0.139
Savuto (Diga)	44.68	450.11	68.87	0.153

Nei paragrafi successivi sono stati riportati i risultati per ogni bacino idrografico studiato mettendo in evidenza i valori numerici utilizzati per il calcolo della produzione dei sedimenti dei principali parametri che entrano in gioco nella formulazione di Gavrilović. Quest'ultimi vengono rappresentati anche graficamente per una migliore semplicità di lettura del risultato ottenuto. Per ogni bacino vengono mostrate le distribuzioni spaziali dei parametri W_y , X , Y , Z e delle grandezze IC e SDR (ξ).

7.1 Bacino Fiume Aron

Si sviluppa sul versante occidentale della Catena Costiera Tirrenica Settentrionale e si estende per una superficie di circa 37 km².

L'area è costituita prevalentemente da rocce metamorfiche di alto grado, gneiss, di età pre-triassica intruse da rocce plutoniche e da unità carbonatiche composta da una formazione calcareo-dolomitica e da una formazione in cui sono presente essenzialmente filladi poco alterate. Le rocce metamorfiche risultano profondamente alterate con lo sviluppo di una spessa copertura pedogenetica rossastra, poco compatte e molto permeabili. Gli gneiss, quando integri, si presentano massivi, solo in alcuni casi è possibile osservare un'orientazione preferenziale dei cristalli.

I depositi fluviali sono rappresentati da conoidi alluvionali talora terrazzate e alluvioni recenti. Affiorano prevalentemente lungo la valle del Fiume Aron e, data la brevità del trasporto subito, si presentano scarsamente selezionati ed elaborati. Le conoidi alluvionali sono costituite da sedimenti eterogenei con clasti che variano da sub-angolosi a sub-arrotondati con granulometria grossolana. Si alternano livelli prevalentemente composti da ghiaie a livelli prevalentemente sabbiosi.

L'altitudine massima del bacino è di 1109.59 m s.l.m., mentre quella minima e media sono rispettivamente pari a 0 m s.l.m. e 544.81 m s.l.m..

Le caratteristiche meteo climatiche mostrano una temperatura media di 15,4 °C e una precipitazione media di 1084,31 mm.

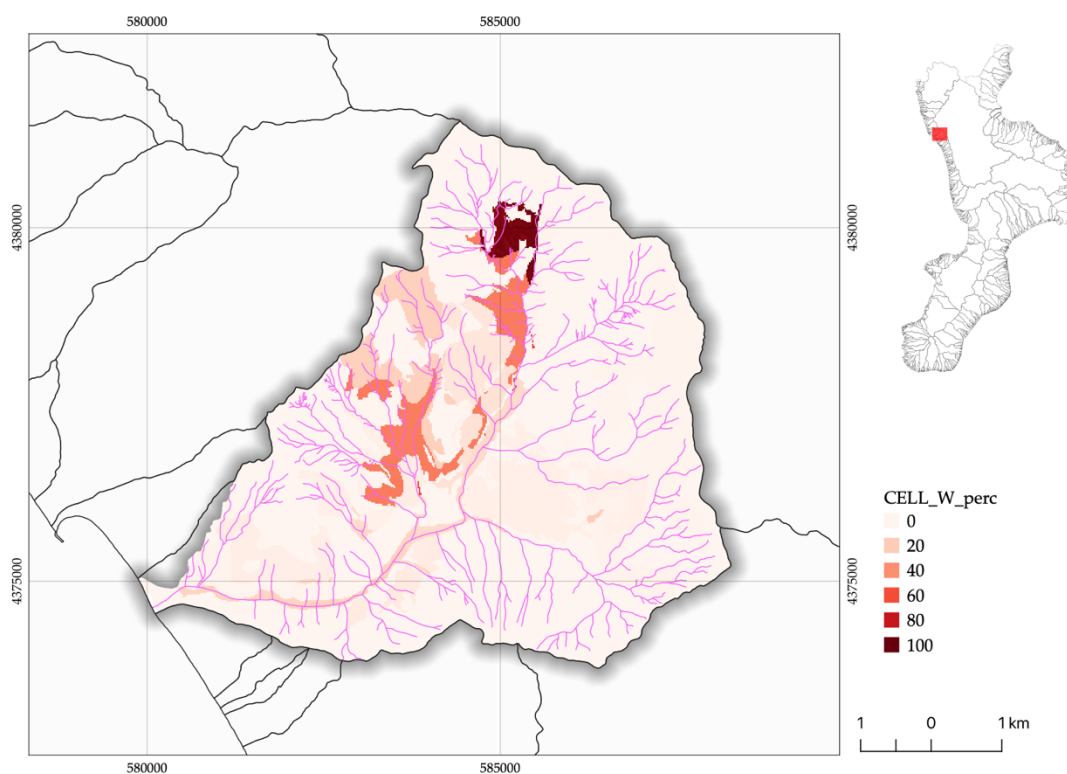


Figura 7-7 Rappresentazione della distribuzione spaziale di W (Bacino Fiume Aron). Le classi in legenda indicano il contributo in percentuale nella produzione di sedimenti all'interno del bacino: 0-20, basso, 40-60, medio, 80-100 alto.

Il calcolo finale per il Bacino del Fiume Aron ha prodotto i seguenti risultati riportati nelle successive tabelle di sintesi contenenti i valori dei principali parametri della formula di Gavrilović (Tab. 7-2)

Tabella 7-3 Risultato finale del Bacino Fiume Aron.

$$W_y = T \times h_y \times \pi \times \sqrt{Z^3} \quad W_y = 823.48 \text{ m}^3 \text{ km}^{-2} \text{ year}^{-1}$$

$$G_y = \xi \times W_y \quad G_y = 142.46 \text{ m}^3 \text{ km}^{-2} \text{ year}^{-1}$$

Parametro	Valore
Uso del suolo (X)	0.438
Geologia (Y)	0.561
Idrografia (ρ)	0.055
Frane (γ)	0.127
Pendenze (σ)	0.48
Sediment Delivery Ratio (ξ)(SDR)	0.173

Z	0.32
Pendenza media bacino (J)(%)	38.89
Superficie totale (S)(km ²)	37.48
Precipitazioni (mm)	1131.07
Temperatura	16.0

Per la determinazione del coefficiente X sono stati utilizzati i seguenti parametri (Tab. 7-3):

Tabella 7-4 Categorie dell'Uso del suolo, (Bacino Fiume Aron)

DESCRIZIONE - CLC2012	X	AREA Km ²	% AREA BACINO
Aree prevalentemente occupate da colture agrarie con presenza di spazi naturali importanti	0.9	7.281	19.426
Boschi a prevalenza di faggio	0.05	1.825	4.869
Boschi a prevalenza di pini montani e oromediterranei (pino nero e laricio, pino silvestre, pino loricato)	0.05	0.339	0.904
Boschi a prevalenza di querce caducifoglie (cerro e/o roverella e/o farnetto e/o rovere e/o farnia)	0.05	11.223	29.945
Boschi misti di conifere e latifoglie a prevalenza di faggio	0.05	0.907	2.42
Boschi misti di conifere e latifoglie a prevalenza di pini mediterranei	0.05	0.412	1.1
Boschi misti di conifere e latifoglie a prevalenza di pini montani e Oromediterranei	0.05	3.043	8.118
Colture estensive (Seminativi arborati)	1.0	0.854	2.278
Colture temporanee associate a colture permanenti	1.0	4.13	11.018
Macchia bassa e garighe	0.6	1.316	3.51
Mari e oceani	0.0	0.013	0.036
Praterie naturali d'alta quota con presenza di specie arboree ed arbustive	0.6	3.75	10.005
Prati stabili (foraggiere permanenti)	0.6	0.114	0.305
Sistemi colturali e particellari complessi	0.9	0.64	1.707
Zone residenziali a tessuto continuo	0.0	0.061	0.163
Zone residenziali a tessuto discontinuo e rado	0.2	1.553	4.142

Per la determinazione del coefficiente Y sono stati utilizzati i seguenti parametri (Tab. 7-4):

Tabella 7-5 Categorie della Geologia, (Bacino Fiume Aron)

DESCRIZIONE	Y	AREA Km ²	% AREA BACINO
alluvioni fissate dalla vegetazione e/o artificialmente	1.95	0.383	1.021
alluvioni mobili ciottolose mobili dei letti fluviali e/o depositi di litorale	1.95	1.208	3.224
anfiboliti plagioclastiche e gneiss basic ad orneblenda	0.4	4.037	10.772
argille siltose- con intercalazioni di sabbie, arenarie e lenti di gesso	1.15	0.117	0.311
brecce calcaree passanti a conglomerati calcarei e calcareniti	0.4	0.419	1.119
calcare evaporitico cavernoso	1.15	0.162	0.433
calcari cristallini intercalati negli scisti e nelle filladi (sf)	0.4	1.99	5.308
calcari e calcareniti	0.4	2.167	5.782
calcari male stratificati localmente associati a conglomerati	0.4	0.096	0.257
calcari- calcareniti e calcilutiti, intercalazioni di dolomie, calcari dolomitici ed argilliti	0.4	0.355	0.947
conglomerati alluvionali di antichi terrazzi fluviali	0.8	0.49	1.309
conglomerati bruno chiari o rossastri	0.8	0.096	0.256
conglomerati e sabbie dei terrazzi marini	0.8	0.003	0.008
conglomerati poligenici grossolani brunorossastri- con matrice sabbiosa grossolana	0.8	0.418	1.116
conglomerati poligenici- con arenarie tenere grossolane, sabbie e sabbie argillose	0.8	0.172	0.458
detriti di falda	1.95	0.209	0.558
detriti di falda cementati	1.95	0.957	2.553
dune e sabbie eoliche mobili	1.95	0.023	0.062
dune e sabbie eoliche stabilizzate	1.95	0.044	0.117
filladi calcaree grigie e calcescisti grigi	0.4	1.613	4.305
gesso- o anidride, ben stratificato	0.4	0.168	0.447
gneiss- paragneiss e scisti biotiticogranatiferi	0.4	0.001	0.001
graniti- granodioriti, graniti biotiticomuscovitici, quarzo monzoniti	0.8	0.251	0.671
granuliti e gneiss granulitici- granatiferi, quarzosfeldspatici	0.4	10.935	29.177
prodotti di soliflussione e dilavamento	1.95	0.566	1.509
rocce ignee basiche verdi- pillow, gabbri e dioriti, dioriti biotitico quarzose	0.4	0.004	0.011
scisti filladici grigi lucenti filladi grigie- grigioscure o nere	0.4	1.328	3.542
scisti sericitici- talcosi, scisti muscovitici e filladi calcaree grigie	0.4	5.176	13.809
scisti verdi con epidoto- glaucofane ed albite	0.4	3.99	10.647
serpentine molto laminate	0.4	0.095	0.254
sottili e sporadici lembi di copertura pleistocenica sulla litologia	1.15	0.006	0.015

Per la determinazione del coefficiente ϕ , che rappresenta il coefficiente di erodibilità legato ai processi geomorfologici ($\gamma + \rho + \sigma$), sono stati utilizzati i seguenti parametri (Tabb. 7-5, 7-6, 7-7):

Tabella 7-6 Categorie fattore geomorfologico (frane), (Bacino Fiume Aron)

SIGLA	γ	AREA Km²	% AREA BACINO
CE0	1.0	2.868	7.651
CE1	1.0	0.0	0.0
CE12	1.0	0.001	0.002
CE15	1.0	0.003	0.009
CE16	1.0	0.001	0.002
CE17	1.0	0.001	0.003
CE25	1.0	0.004	0.012
CE29	1.0	0.019	0.05
CE30	1.0	0.337	0.9
CE30.1	1.0	0.036	0.095
CE36	1.0	0.705	1.881
CE37	1.0	0.005	0.013
CE38	1.0	0.005	0.014
CE4	1.0	0.035	0.094
CE40	1.0	0.054	0.143
CE5	1.0	0.117	0.312
CE6	1.0	0.508	1.356
CE6.1	1.0	0.034	0.092
CE6.2	1.0	0.026	0.069
CE6.3	1.0	0.011	0.03

Tabella 7-7 Categorie fattore geomorfologico (Idrografia), (Bacino Fiume Aron)

SLOPE	ρ	AREA Km²	% AREA BACINO
0-5%	0.85	0.022	0.058
5-20%	0.85	0.394	1.051
>20%	0.85	2.025	5.402

Tabella 7-8 Categorie fattore geomorfologico (pendenze), (Bacino Fiume Aron)

SLOPE	σ	AREA Km²	% AREA BACINO
0-5%	0.15	0.484	1.292
5-20%	0.4	5.284	14.098
>20%	0.65	24.331	64.918

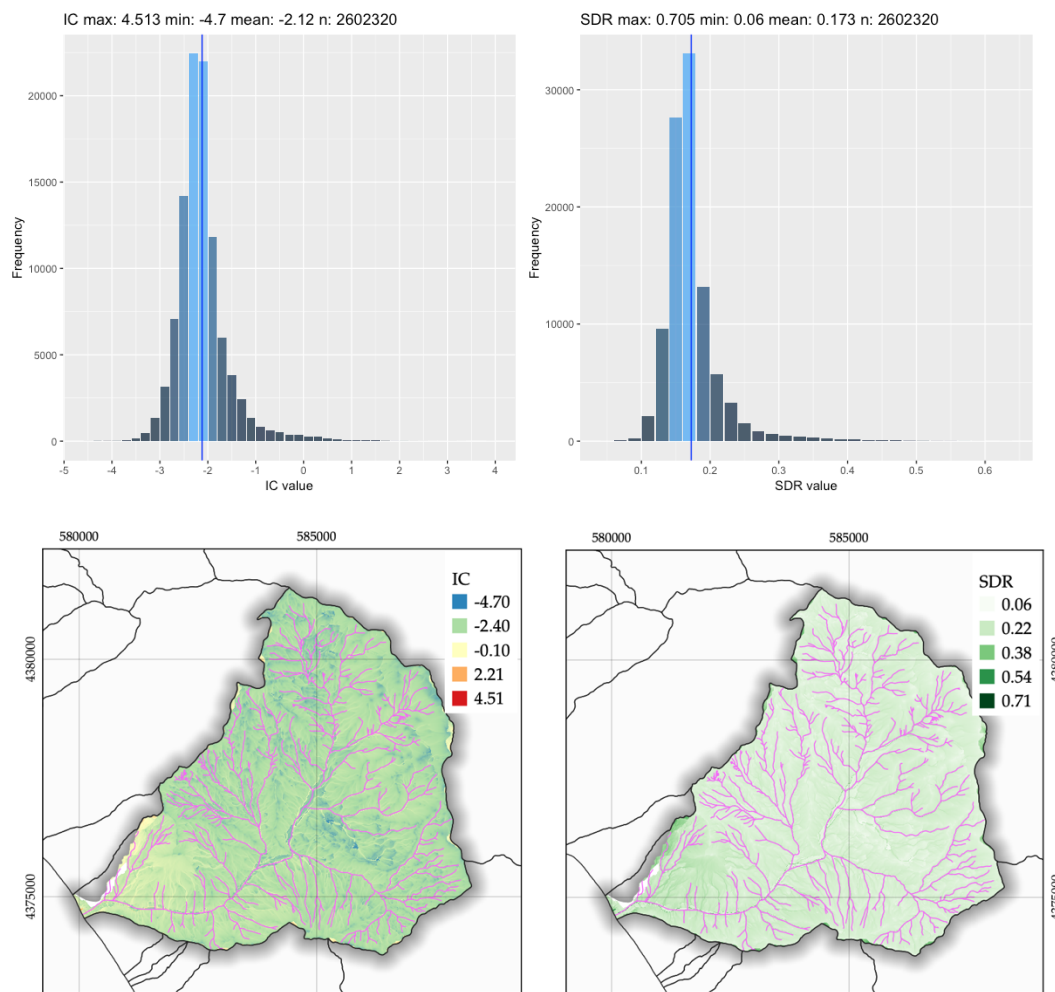


Figura 7-8 Rappresentazione della distribuzione spaziale dell'indice di connettività (IC) e del rapporto di rilascio dei sedimenti SDR (Bacino Fiume Aron)

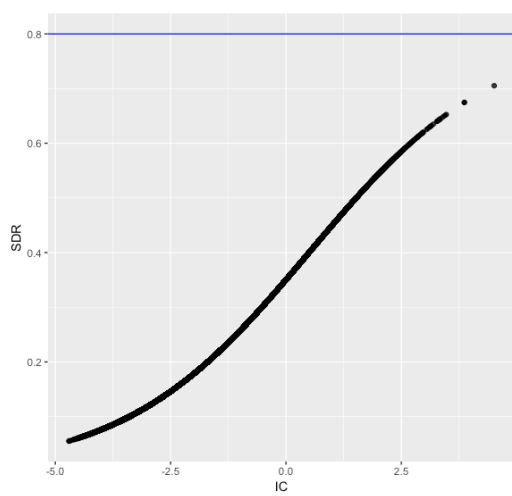


Figura 7-9 Confronto tra IC e SDR (Fiume Aron)

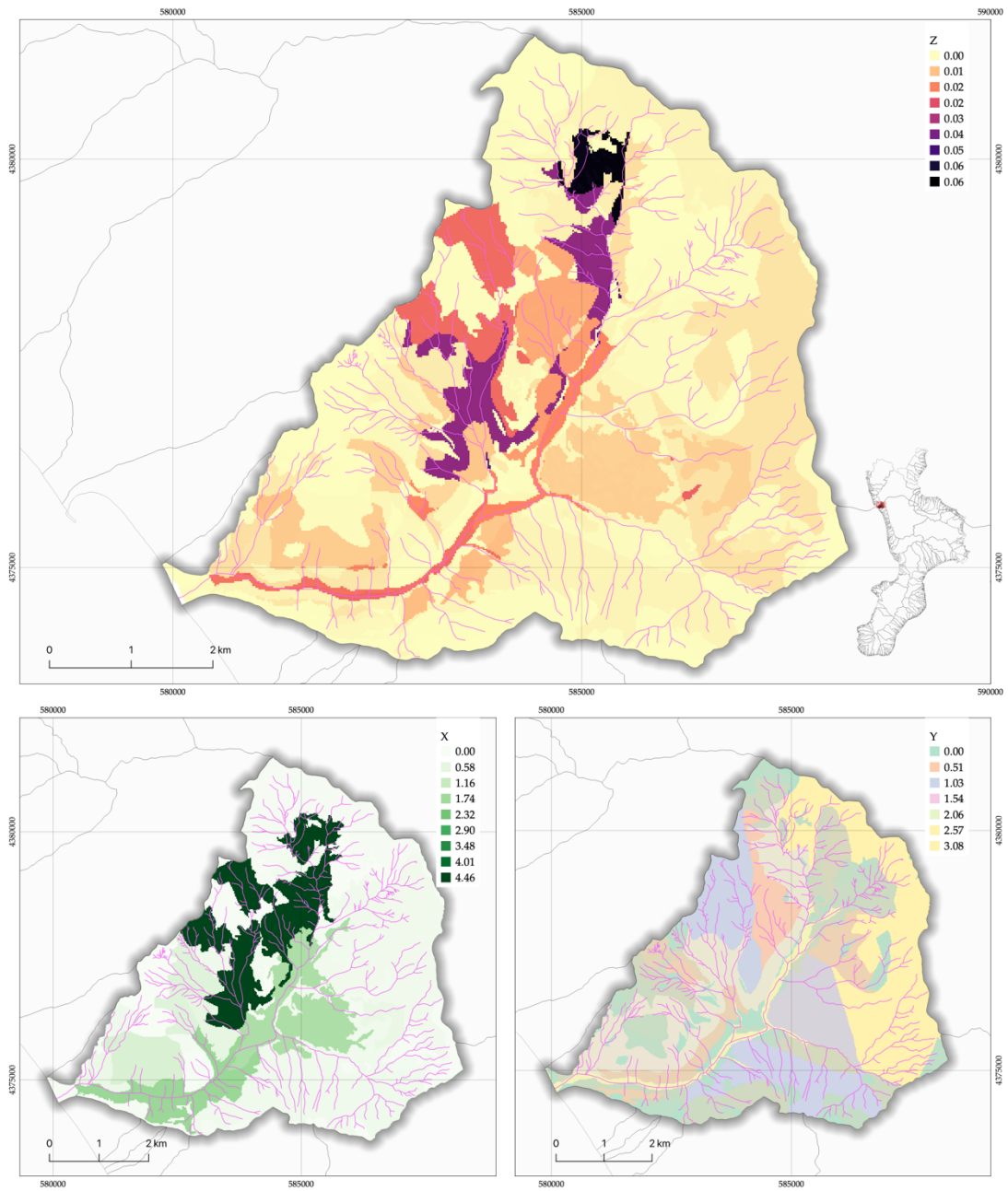
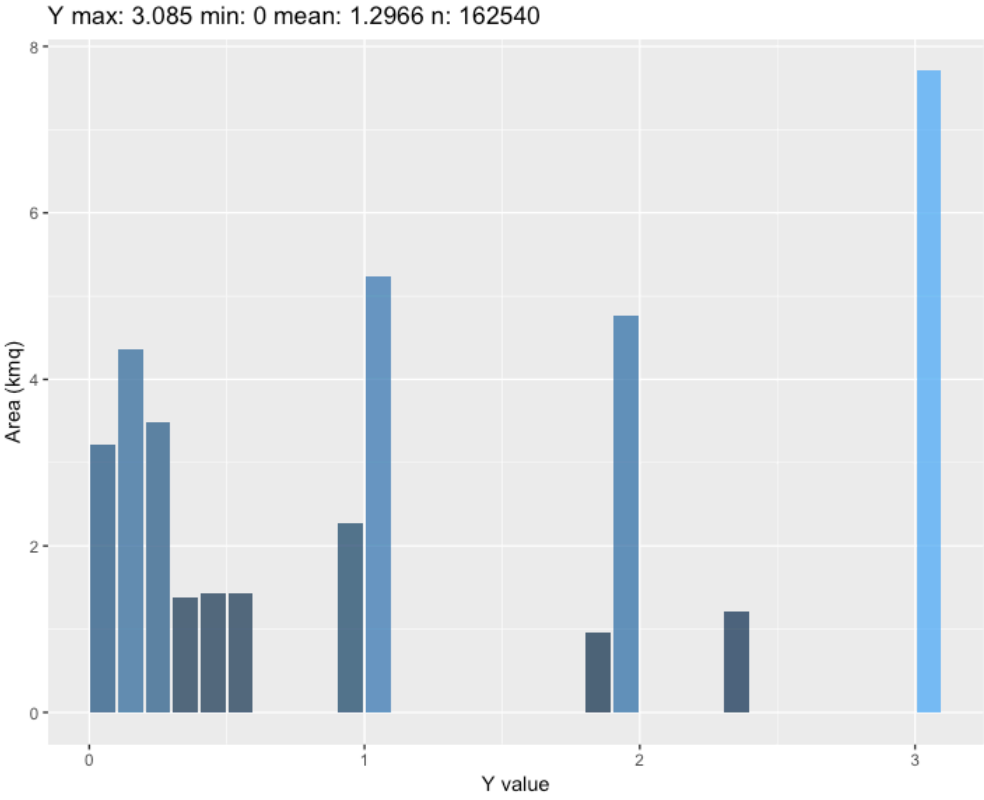
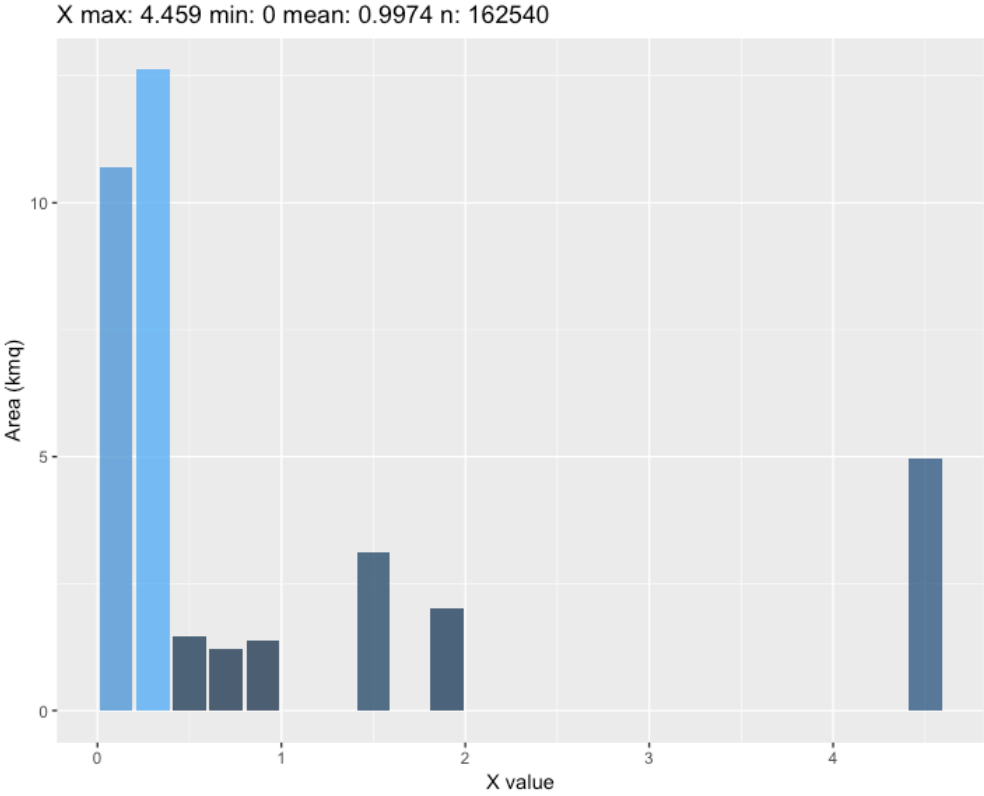


Figura 7-10 Distribuzione spaziale dei coefficienti X (coefficiente inerente l'uso del suolo), Y (coefficiente inerente la litologia) e Z (coefficiente di erosione relativa) (Fiume Aron)



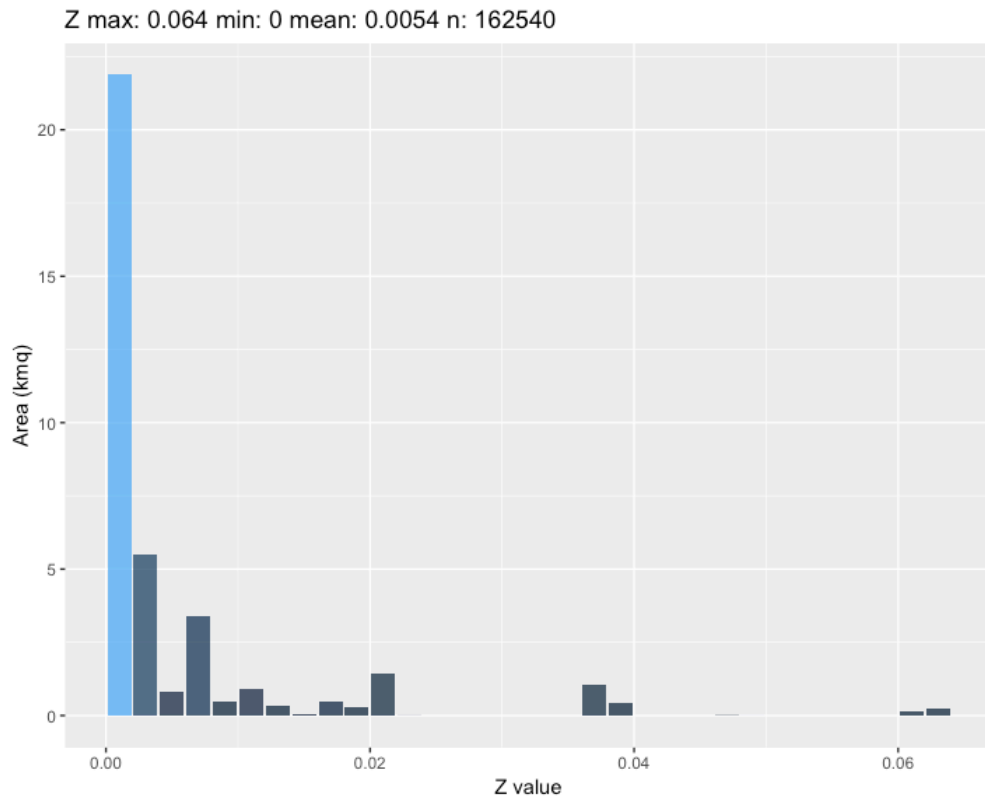


Figura 7-11 Istogramma della distribuzione dei coefficienti X, Y e Z in relazione alla superficie del bacino idrografico, espressa in Km² (Bacino Fiume Aron)

EPMGIS-YES permette anche di eseguire il calcolo sui singoli sottobacini del bacino idrografico di riferimento, se disponibili. Per il caso del Bacino del Fiume Aron è stata applicata la metodologia a tutti i sottobacini definiti preventivamente che ha portato ai risultati mostrati in Tabella 7-8.

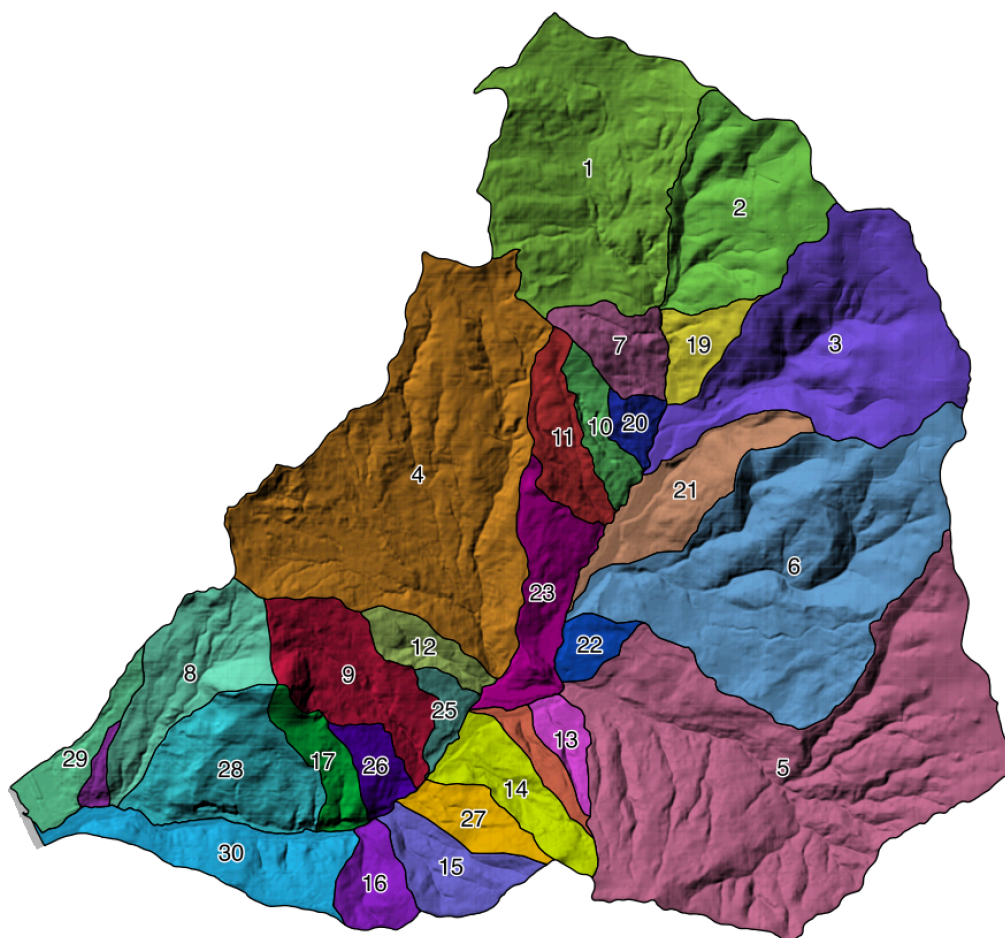


Figura 7-12 Rappresentazione della distribuzione spaziale dei sottobacini del Bacino del Fiume Aron

Nella tabella 7-8 sono riportati tutti i valori calcolati dall'applicazione per ogni singolo sottobacino.

Tabella 7-9 Parametri ottenuti utilizzando l'opzione multi-bacini. Calcolo finale di ogni sottobacino del Fiume Aron.

sub	A	γ	ξ	J	ρ	σ	h	T	X	Y	Z	W_y
1	3,35	0,00	0,28	28,42	0,25	1,71	1174,83	16	1,24	1,60	0,20	1403,70
2	1,77	0,00	0,34	47,34	0,14	0,99	1203,97	16	0,39	0,71	0,12	344,31
3	3,00	0,00	0,32	41,49	0,21	1,61	1185,27	16	0,55	1,56	0,12	604,27
4	5,17	0,00	0,26	32,97	0,48	2,04	1125,81	16	3,24	2,77	0,36	5041,61
5	6,49	0,00	0,27	40,82	0,28	3,27	1118,02	16	1,32	2,83	0,11	1013,98
6	4,40	0,00	0,27	41,93	0,21	2,43	1118,02	16	1,55	1,86	0,19	1603,96
7	0,51	0,00	0,38	41,96	0,05	0,27	1147,26	16	0,44	0,21	0,44	713,26
8	1,16	1,00	0,33	38,23	0,00	0,11	1091,09	16	0,62	0,77	0,55	2140,67

sub	A	γ	ξ	J	ρ	σ	h	T	X	Y	Z	W_y
9	1,14	0,25	0,31	38,64	0,06	0,49	1102,08	16	0,74	0,67	0,51	1871,31
10	0,36	0,00	0,38	39,08	0,03	0,13	1147,26	16	0,31	0,16	0,41	438,17
11	0,60	0,00	0,33	35,29	0,06	0,31	1147,26	16	0,48	0,25	0,41	734,52
12	0,35	0,02	0,34	39,08	0,03	0,18	1110,07	16	0,33	0,17	0,57	685,56
13	0,26	0,00	0,39	47,01	0,02	0,14	1110,07	16	0,07	0,15	0,22	121,64
14	0,69	0,25	0,34	47,49	0,01	0,25	1118,96	16	0,31	0,44	0,40	808,48
15	0,64	0,35	0,36	50,22	0,01	0,16	1101,68	16	0,15	0,33	0,19	233,91
16	0,43	0,15	0,42	46,23	0,00	0,16	1095,66	16	0,20	0,19	0,29	303,46
17	0,41	0,09	0,41	44,60	0,01	0,18	1102,08	16	0,23	0,42	0,74	1186,78
18	0,10	0,08	0,39	36,05	0,00	0,01	1080,71	16	0,07	0,06	0,71	259,63
19	0,38	0,00	0,43	50,62	0,01	0,22	1147,26	16	0,22	0,23	0,46	556,04
20	0,20	0,00	0,42	39,06	0,00	0,11	1147,26	16	0,18	0,09	0,49	322,22
21	0,93	0,00	0,35	41,80	0,04	0,50	1153,24	16	0,52	0,76	0,55	1778,37
22	0,25	0,00	0,36	26,35	0,00	0,13	1118,96	16	0,20	0,15	0,50	403,84
23	0,88	0,00	0,32	30,47	0,01	0,47	1134,23	16	0,73	0,66	0,68	2287,57
24	0,23	0,00	0,36	45,93	0,02	0,11	1118,96	16	0,07	0,14	0,24	121,90
25	0,21	0,15	0,38	32,54	0,00	0,02	1110,07	16	0,20	0,16	1,04	1012,93
26	0,30	0,17	0,37	34,65	0,00	0,07	1102,08	16	0,07	0,18	0,20	120,27
27	0,42	0,13	0,42	48,41	0,01	0,16	1100,09	16	0,22	0,26	0,47	611,41
28	1,33	0,39	0,39	47,26	0,01	0,57	1091,09	16	0,92	1,70	1,26	8375,27
29	0,44	0,27	0,38	24,89	0,00	0,05	1080,71	16	0,15	0,46	0,43	543,86
30	1,06	0,73	0,35	41,42	0,01	0,11	1083,94	16	0,68	1,03	0,89	3970,21

7.2 Bacino Fiumara Sfalassà

Si sviluppa sul versante occidentale del Massiccio dell'Aspromonte e si estende per una superficie di circa 24 km². La F.ra Sfalassà drena un basamento di origine cristallina composto da gneiss occhiadini e granitoidi, passanti a scisti e gneiss biotitici. Sono presenti, inoltre, depositi di sabbie e conglomerati che rappresentano la porzione di ricoprimento del basamento, che si ritrova a differenti quote dal livello del mare a causa di un'intensa dislocazione tettonica, guidata da strutture di rilevanza regionale. Gli intensi stress e la natura cristallina delle rocce di basamento ne determinano una forte alterazione e un comportamento meccanico relativamente scarso. L'uso del suolo è caratterizzato da un'accentuata urbanizzazione lungo la fascia costiera, che lascia il posto a superfici coperte da macchia bassa che verso la parte alta del bacino, lungo una zona terrazzata, passa a superfici agricole a varia destinazione d'uso.

L'altitudine massima del bacino è di 1176.37 m s.l.m., mentre quella minima e media sono rispettivamente pari a 0 m s.l.m. e 785.69 m s.l.m..

Le caratteristiche meteo climatiche mostrano una temperatura media di 15 °C e una precipitazione media di 1250 mm.

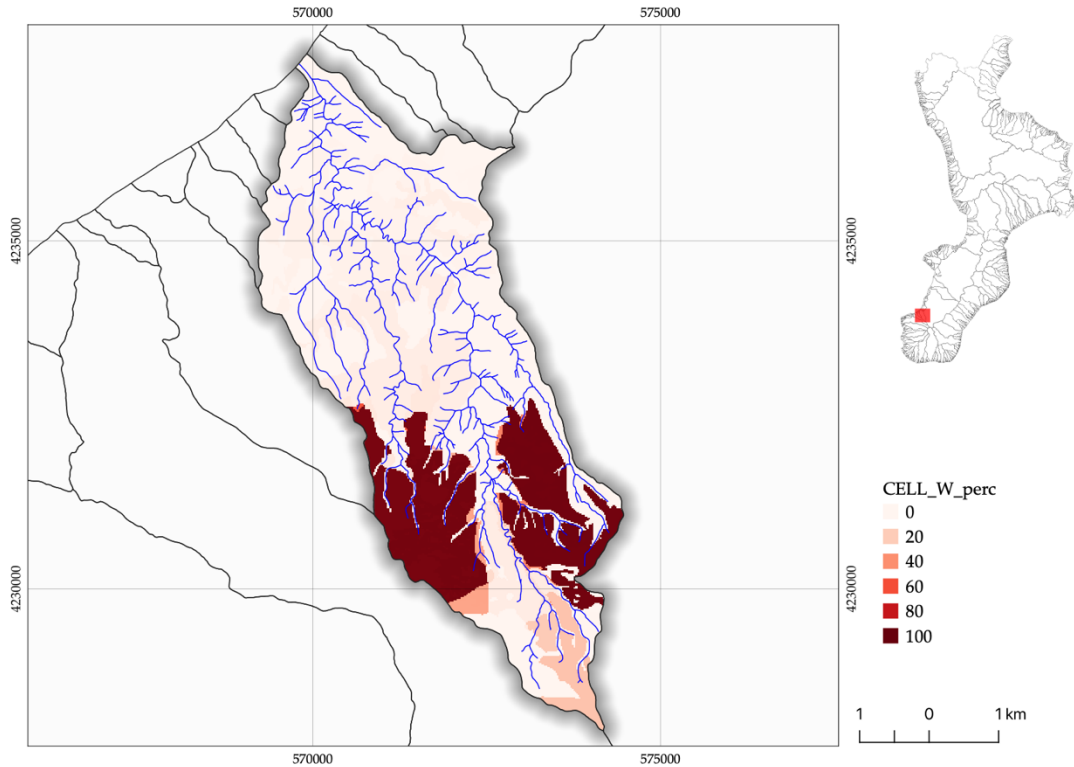


Figura 7-13 Rappresentazione della distribuzione spaziale di W (Bacino Fiumara Sfalassà). Le classi in legenda indicano il contributo in percentuale nella produzione di sedimenti all'interno del bacino: 0-20, basso, 40-60, medio, 80-100 alto.

Il calcolo finale per il Bacino della Fiumara Sfalassà ha prodotto i seguenti risultati riportati nelle successive tabelle di sintesi contenenti i valori dei principali fattori della formula di Gavrilović (Tab. 7-9).

Tabella 7-10 Risultato finale Bacino Fiumara Sfalassà

$$W_y = T \times h_y \times \pi \times \sqrt{Z^3} \quad W_y = 2279.22 \text{ m}^3 \text{ km}^{-2} \text{ year}^{-1}$$

$$G_y = \xi \times W_y \quad G_y = 455.84 \text{ m}^3 \text{ km}^{-2} \text{ year}^{-1}$$

Parametro	Valore
Uso del suolo (X)	0.406
Geologia (Y)	1.575

Idrografia (ρ)	0.06
Frane (γ)	0.009
Pendenze (σ)	0.421
Sediment Delivery Ratio (ξ)(SDR)	0.2
Z	0.66
Pendenza media bacino (J)(%)	28.74
Superficie totale (S)(km ²)	24.03
Precipitazioni (mm)	1046.5
Temperatura	16.0

Per la determinazione del coefficiente X sono stati utilizzati i seguenti parametri (Tab. 7-10).

Tabella 7-11 Categorie dell'Uso del suolo, (Bacino Fiumara Sfalassà)

CLC2012	X	AREA Km ²	% AREA BACINO
Aree a vegetazione sclerofilia	0.1	1.545	6.43
Aree prev. occup.da colture agrarie, con spazi nat.	0.9	2.434	10.129
Boschi di conifere	0.05	1.007	4.192
Boschi di latifoglie	0.05	8.96	37.293
Boschi misti	0.05	1.873	7.797
Colture annuali associate e colture permanenti	0.9	0.11	0.458
Seminitavi in aree non irrigue	0.9	7.276	30.282
Sistemi colturali e particellari permanenti	0.9	0.137	0.569
Tessuto urbano discontinuo	0.0	0.567	2.36
Uliveti	0.7	0.079	0.329

Per la determinazione del coefficiente Y sono stati utilizzati i seguenti parametri (Tab. 7-11):

Tabella 7-12 Categorie della Geologia, (Bacino Fiumara Sfalassà)

DESCRIZIONE	Y	AREA Km ²	% AREA BACINO
alluvioni fissate dalla vegetazione e/o artificialmente	1.6	0.283	1.18
alluvioni mobili ciottolose mobili dei letti fluviali e/o depositi di litorale	1.8	0.231	0.963
conglomerati sabbiosi brunorossastri- antichi depositi alluvionali	1.8	6.14	25.554
detriti di frana	2.0	0.017	0.07

gneiss occhiadini- feldspatici, migmatitici e granitoidi	1.5	3.812	15.868
graniti biotitici fogliettati	1.5	0.22	0.915
graniti- granodioriti, graniti biotiticomuscovitici, quarzo monzoniti pegmatiti	1.1	0.523	2.175
prodotti di solifluzione e dilavamento	0.3	0.012	0.052
sabbie e conglomerati alluvionali e/o di antiche conoidi di deiezione bruno rossastri	2.0	0.959	3.991
sabbie ed arenarie- a grana da fine a grossolana, brunochiare, brune o rossastre	1.8	3.282	13.661
scisti e gneiss biotitici	1.5	3.588	14.933
sottili e sporadici lembi di copertura pleistocenica sulla litologia	1.5	3.907	16.261
	0.2	1.013	4.217

Per la determinazione del coefficiente ϕ , che rappresenta il coefficiente di erodibilità legato ai processi geomorfologici ($\gamma + \rho + \sigma$), sono stati utilizzati i seguenti parametri (Tabb. 7-12, 7-13, 7-14):

Tabella 7-13 Categorie fattore geomorfologico (frane), (Bacino Fiumara Sfalassà)

SIGLA	γ	AREA Km ²	% AREA BACINO
BA21	1.0	0.016	0.068
BA22	1.0	0.064	0.264
BA23	1.0	0.118	0.49
BA3	1.0	0.013	0.052

Tabella 7-14 Categorie fattore geomorfologico (Idrografia), (Bacino Fiumara Sfalassà)

SLOPE	ρ	AREA Km ²	% AREA BACINO
0-5%	0.85	0.169	0.705
5-20%	0.85	0.535	2.225
>20%	0.85	1.0	4.163

Tabella 7-15 Categorie fattore geomorfologico (pendenze), (Bacino Fiumara Sfalassà)

SLOPE	σ	AREA Km ²	% AREA BACINO
0-5%	0.15	3.452	14.369
5-20%	0.4	8.391	34.925
>20%	0.65	9.585	39.892

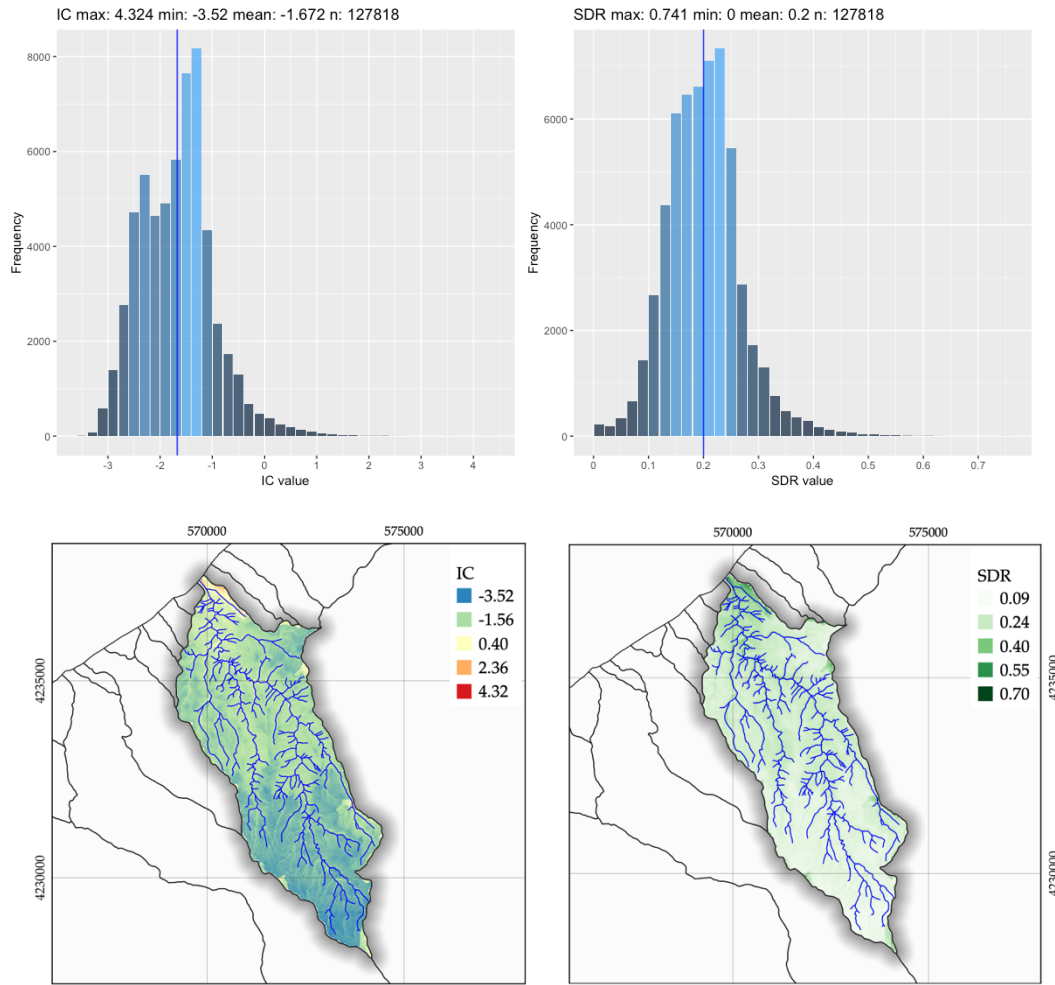


Figura 7-14 Rappresentazione della distribuzione spaziale dell'indice di connettività (IC) e del rapporto di rilascio dei sedimenti SDR (Fiumara Sfalassà)

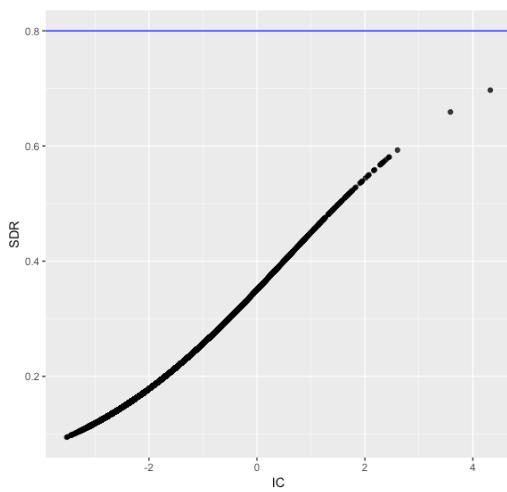


Figura 7-15 Confronto tra IC e SDR (Fiumara Sfalassà)

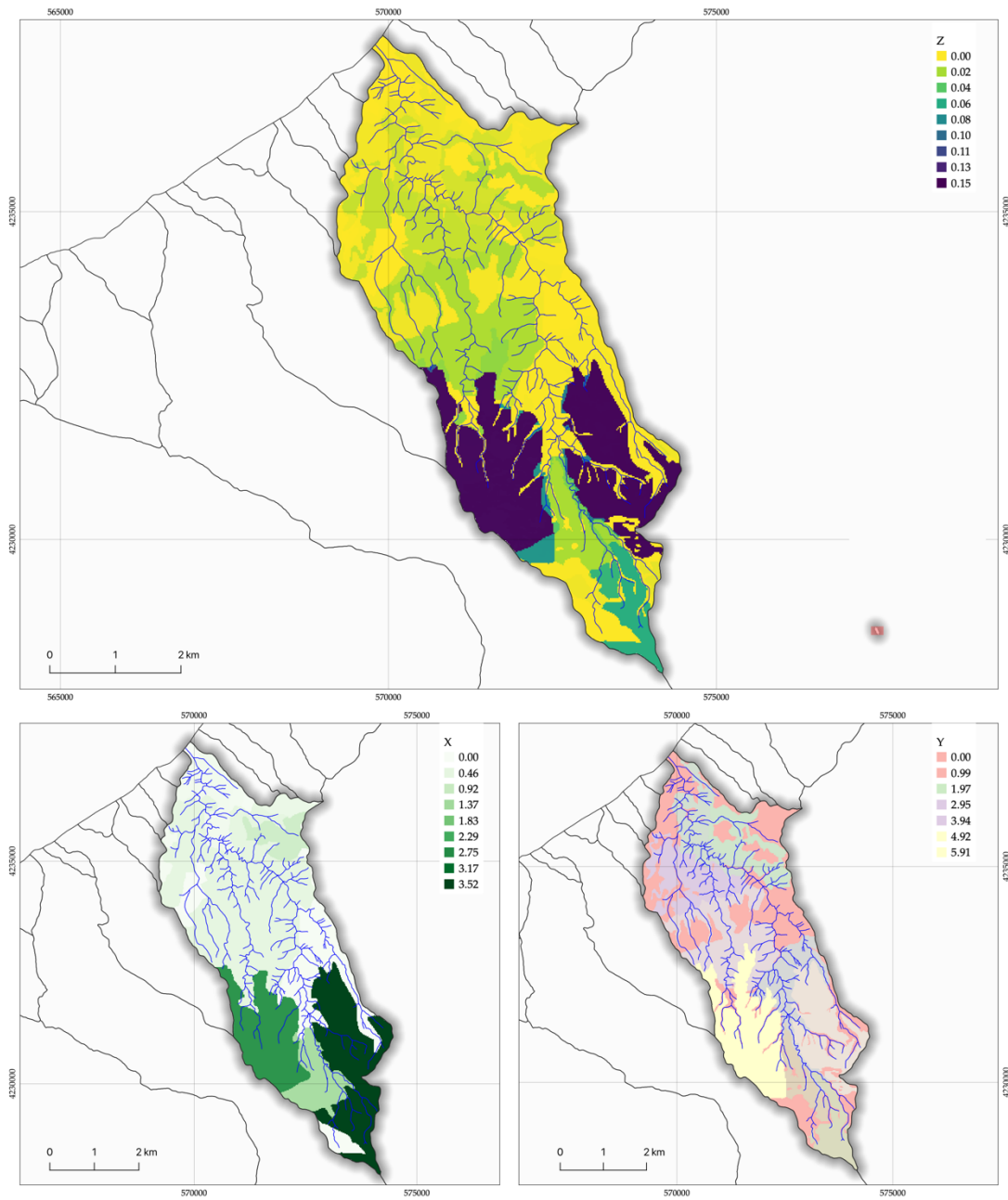
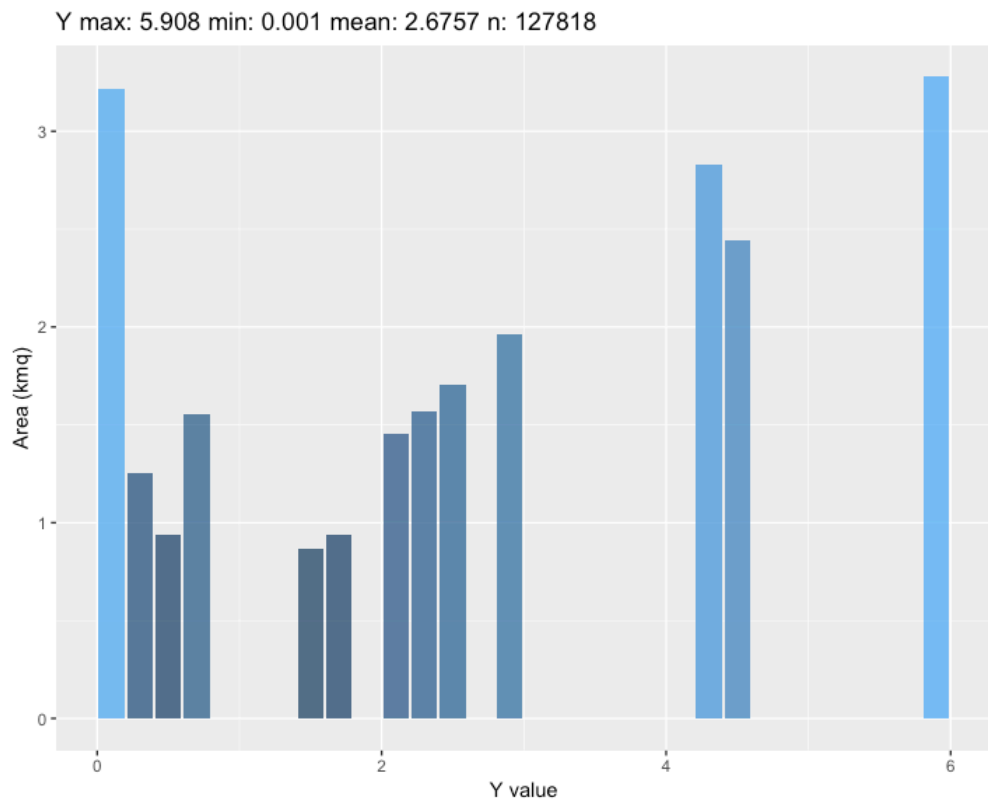
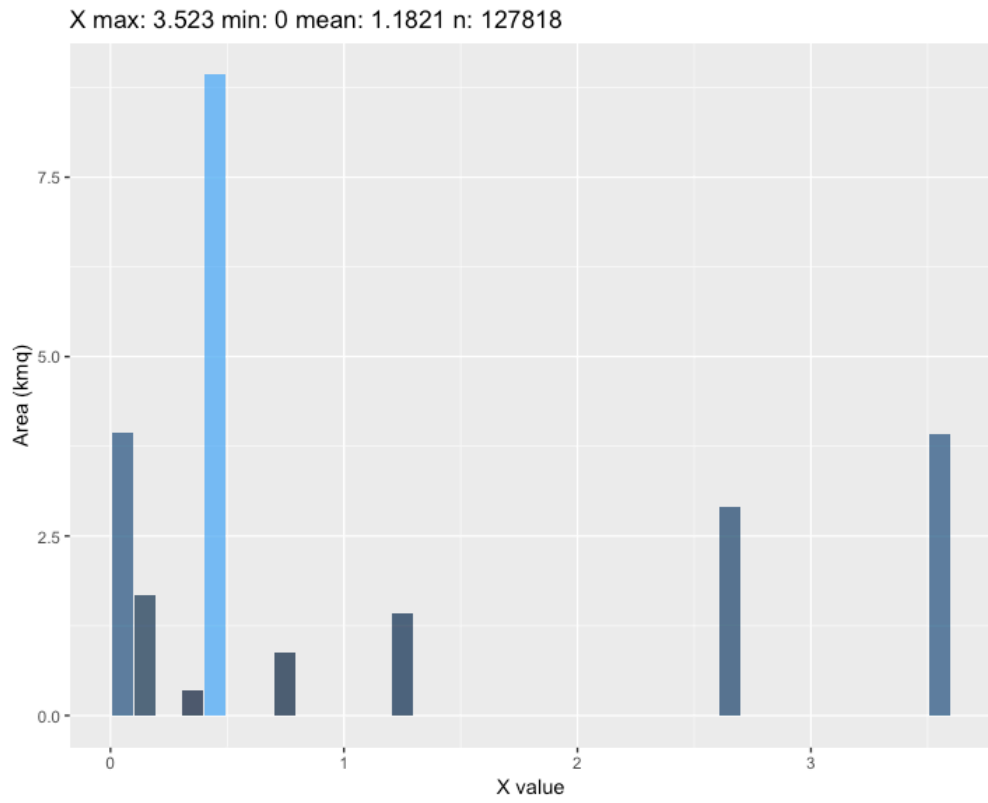


Figura 7-16 Distribuzione spaziale dei coefficienti X (coefficiente inerente l'uso del suolo), Y (coefficiente inerente la litologia) e Z (coefficiente di erosione relativa) (Fiumara Sfalassà)



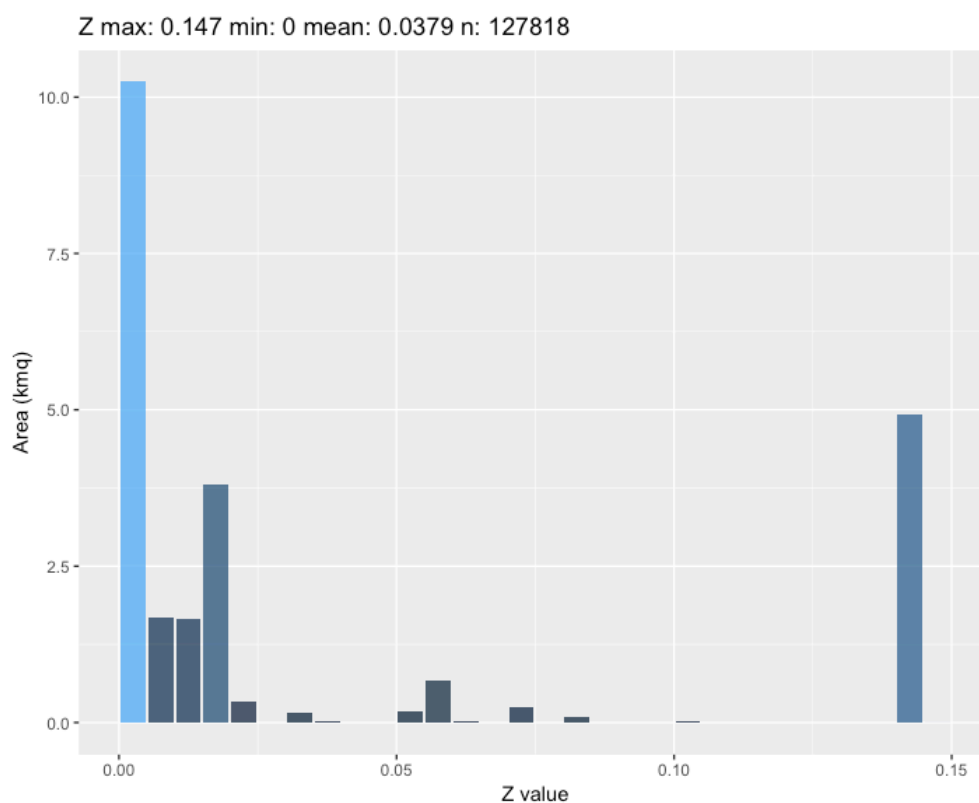


Figura 7-17 Istogramma della distribuzione dei coefficienti X, Y e Z in relazione alla superficie del bacino idrografico, espressa in Km² (Bacino Fiume Sfalassà)

7.3 Bacino Fiumara di Favazzina

Si sviluppa sul versante occidentale del Massiccio dell'Aspromonte e si estende per una superficie di circa 20,46 km². Dal punto di vista della caratterizzazione geologica, il bacino della fiumara di Favazzina è molto simile a quello della Fiumara Sfalassà, entrambi drenano un basamento di origine cristallina composto da gneiss occhiadini e granitoidi, passanti a scisti e gneiss biotitici. Presenza di depositi di sabbie e conglomerati che rappresentano la porzione di ricoprimento del basamento, che si ritrova a differenti quote dal livello del mare a causa di un'intensa dislocazione tettonica, guidata da strutture di rilevanza regionale.

L'altitudine massima del bacino è di 1555.65 m s.l.m., mentre quella minima e media sono rispettivamente pari a 0 m s.l.m. e 876.62 m s.l.m..

Le caratteristiche meteo climatiche mostrano una temperatura media di 16 °C e una precipitazione media di 996.69 mm.

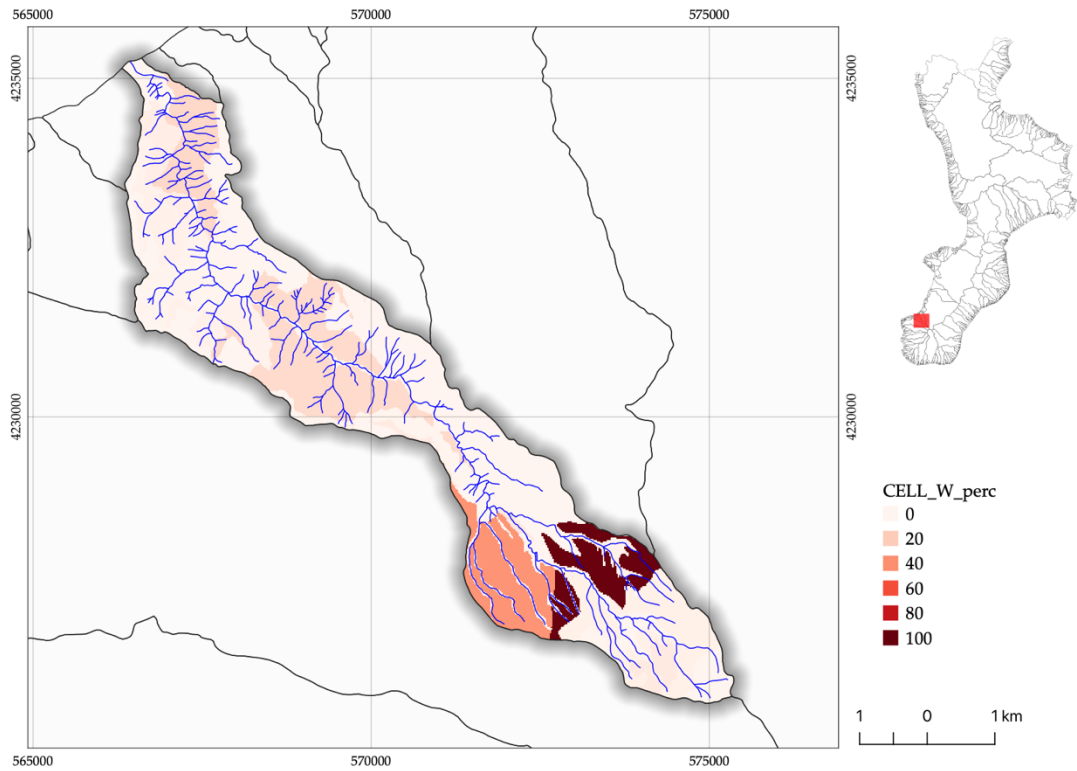


Figura 7-18 Rappresentazione della distribuzione spaziale di W (Bacino Fiumara di Favazzina). Le classi in legenda indicano il contributo in percentuale nella produzione di sedimenti all'interno del bacino: 0-20, basso, 40-60, medio, 80-100 alto.

Il calcolo finale per il Bacino della Fiumara di Favazzina ha prodotto i seguenti risultati riportati nelle successive tabelle di sintesi contenenti i valori dei principali fattori della formula di Gavrilović (Tab. 7-15).

Tabella 7-16 Risultato finale Bacino Fiumara di Favazzina

$$W_y = T \times h_y \times \pi \times \sqrt{Z^3} \quad W_y = 925.18 \text{ m}^3 \text{ km}^{-2} \text{ year}^{-1}$$

$$G_y = \xi \times W_y \quad G_y = 201.69 \text{ m}^3 \text{ km}^{-2} \text{ year}^{-1}$$

	Parametro	Valore
	Uso del suolo (X)	0.221
	Geologia (Y)	1.602
	Idrografia (ρ)	0.07
	Frane (γ)	0.009
	Pendenze (σ)	0.378
	Sediment Delivery Ratio (ξ)(SDR)	0.218
	Z	0.37
	Pendenza media bacino (J)(%)	35.35
	Superficie totale (S)(km ²)	20.46

Precipitazioni (mm)	996.69
Temperatura	16.0

Per la determinazione del coefficiente X sono stati utilizzati i seguenti parametri (Tab. 7-16):

Tabella 7-17 Categorie dell'Uso del suolo, (Bacino Fiumara di Favazzina)

CLC2012	X	AREA Km ²	% AREA BACINO
Aree a vegetazione boschiva ed arbustiva in evoluzione	0.6	0.927	4.53
Aree prevalentemente occupate da colture agrarie con presenza di spazi naturali importanti	0.6	1.123	5.49
Boschi a prevalenza di castagno	0.05	7.143	34.912
Boschi a prevalenza di faggio	0.05	2.531	12.371
Boschi a prevalenza di pini mediterranei (pino domestico, pino marittimo) e cipressete	0.05	0.872	4.264
Boschi misti di conifere e latifoglie a prevalenza di pini montani e Oromediterranei	0.05	1.81	8.849
Colture intensive (Seminativi semplici)	0.4	4.122	20.149
Colture temporanee associate a colture permanenti	0.4	0.192	0.94
Macchia alta	0.6	1.402	6.854
Mari e oceani	0.0	0.002	0.009
Sistemi colturali e particellari complessi	0.4	0.25	1.22
Zone residenziali a tessuto discontinuo e rado	0.0	0.084	0.41

Per la determinazione del coefficiente Y sono stati utilizzati i seguenti parametri (Tab. 7-17):

Tabella 7-18 Categorie della Geologia, (Bacino Fiumara di Favazzina)

DESCRIZIONE	Y	AREA Km ²	% AREA BACINO
alluvioni fissate dalla vegetazione e/o artificialmente	1.6	0.181	0.883
alluvioni mobili ciottolose mobili dei letti fluviali e/o depositi di litorale	1.8	0.335	1.635
conglomerati sabbiosi brunorossastri- antichi depositi alluvionali	1.8	4.611	22.536
gneiss occhiadini- feldspatici, migmatitici e granitoidi	1.5	5.727	27.991
gneiss- paragneiss e scisti biotiticogranatiferi	0.4	0.07	0.342
graniti- granodioriti, graniti biotiticomuscovitici, quarzo monzoniti	1.1	0.02	0.099
leucoscisti- gneiss quarzosi biancastri a composizione granitica	0.4	0.073	0.356
prodotti di solifluzione e dilavamento	2.0	1.06	5.181
sabbie e conglomerati alluvionali e/o di antiche conoidi di deiezione bruno rossastri	1.8	2.915	14.246

sabbie ed arenarie- a grana da fine a grossolana, brunochiare, brune o rossastre	1.5	1.815	8.869
scisti e gneiss biotitici	1.5	3.155	15.419
sottili e sporadici lembi di copertura pleistocenica sulla litologia	0.2	0.498	2.434

Per la determinazione del coefficiente ϕ , che rappresenta il coefficiente di erodibilità legato ai processi geomorfologici ($\gamma + \rho + \sigma$), sono stati utilizzati i seguenti parametri (Tabb. 7-18, 7-19, 7-20):

Tabella 7-19 Categorie fattore geomorfologico (frane), (Bacino Fiumara di Favazzina)

COMUNE	γ	AREA Km ²	% AREA BACINO
SAN ROBERTO	1.0	0.028	0.135
SCILLA	1.0	0.161	0.786

Tabella 7-20 Categorie fattore geomorfologico (Idrografia), (Bacino Fiumara di Favazzina)

SLOPE	ρ	AREA Km ²	% AREA BACINO
0-5%	0.85	0.193	0.942
5-10%	0.85	0.211	1.033
10-20%	0.85	0.247	1.206
20.35%	0.85	0.227	1.11
35-50%	0.85	0.189	0.926
>50%	0.85	0.615	3.005

Tabella 7-21 Categorie fattore geomorfologico (pendenze), (Bacino Fiumara di Favazzina)

SLOPE	σ	AREA Km ²	% AREA BACINO
0-5%	0.15	2.412	11.792
5-10%	0.15	2.915	14.249
10-20%	0.4	2.388	11.671
20.35%	0.4	2.293	11.21
35-50%	0.65	2.168	10.595
>50%	0.65	5.619	27.466

Capitolo 7, Casi studio e risultati

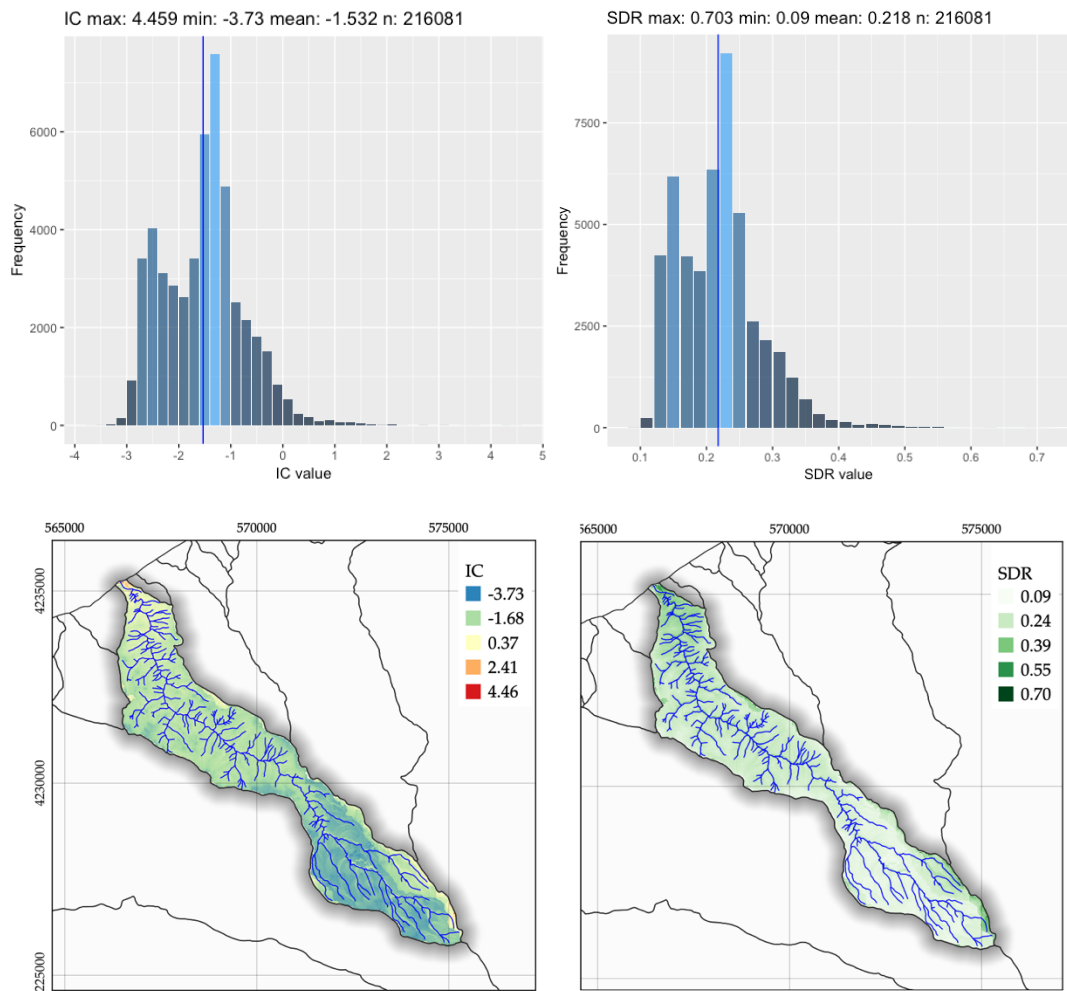


Figura 7-19 Rappresentazione della distribuzione spaziale dell'indice di connettività (IC) e del rapporto di rilascio dei sedimenti SDR (Fiumara di Favazzina)

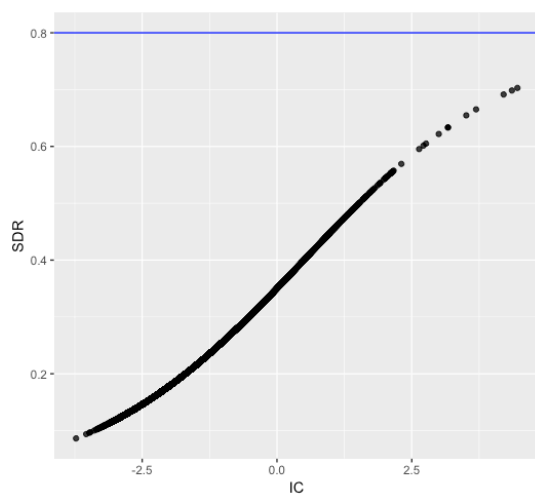


Figura 7-20 Confronto tra IC e SDR (Fiumara di Favazzina)

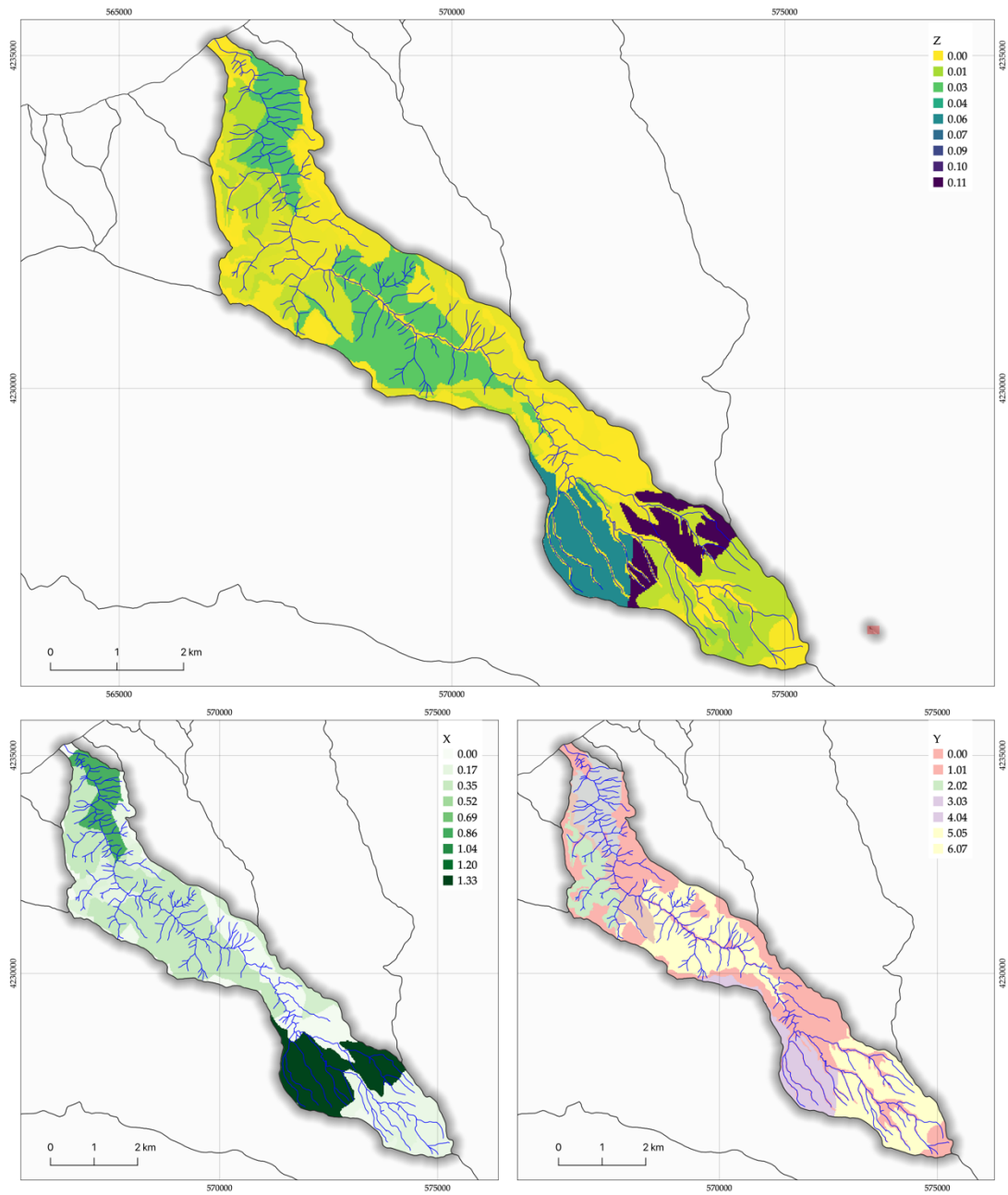
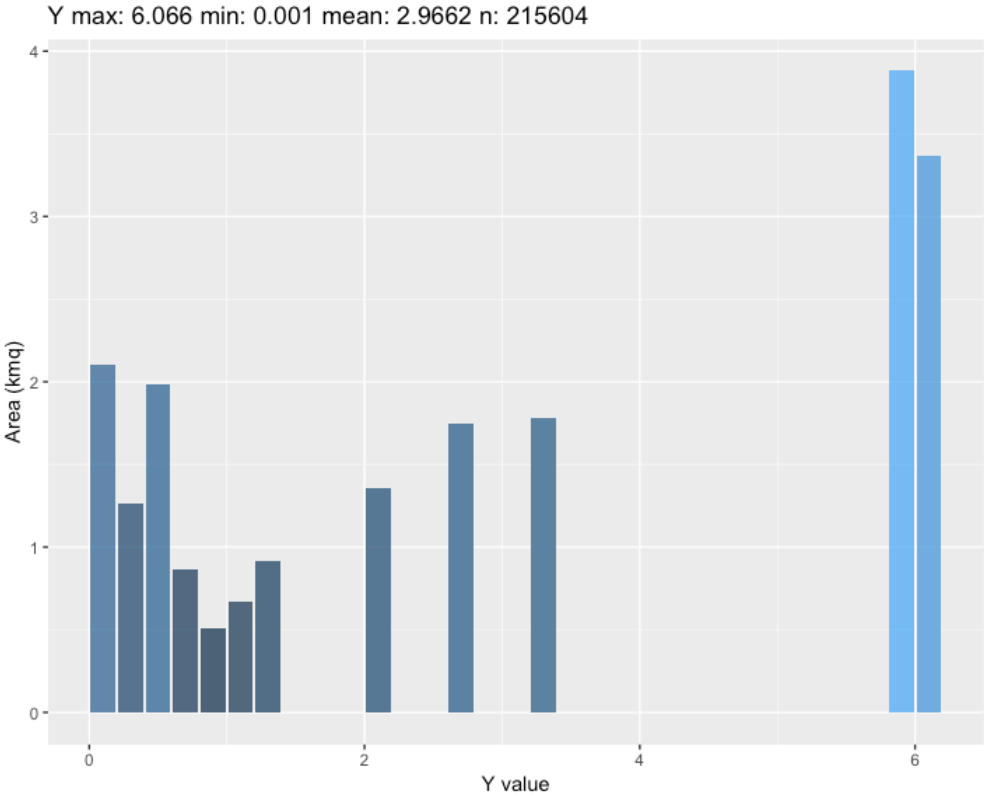
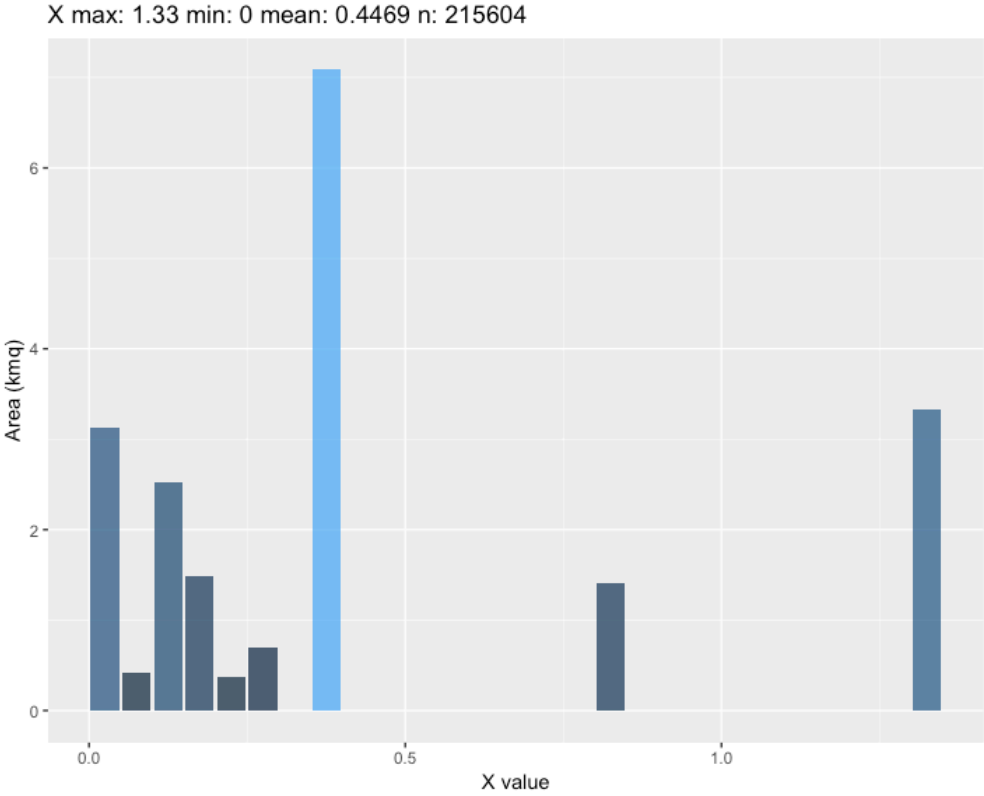


Figura 7-21 Distribuzione spaziale dei coefficienti X (coefficiente inerente l'uso del suolo), Y (coefficiente inerente la litologia) e Z (coefficiente di erosione relativa) (Fiumara di Favazzina)



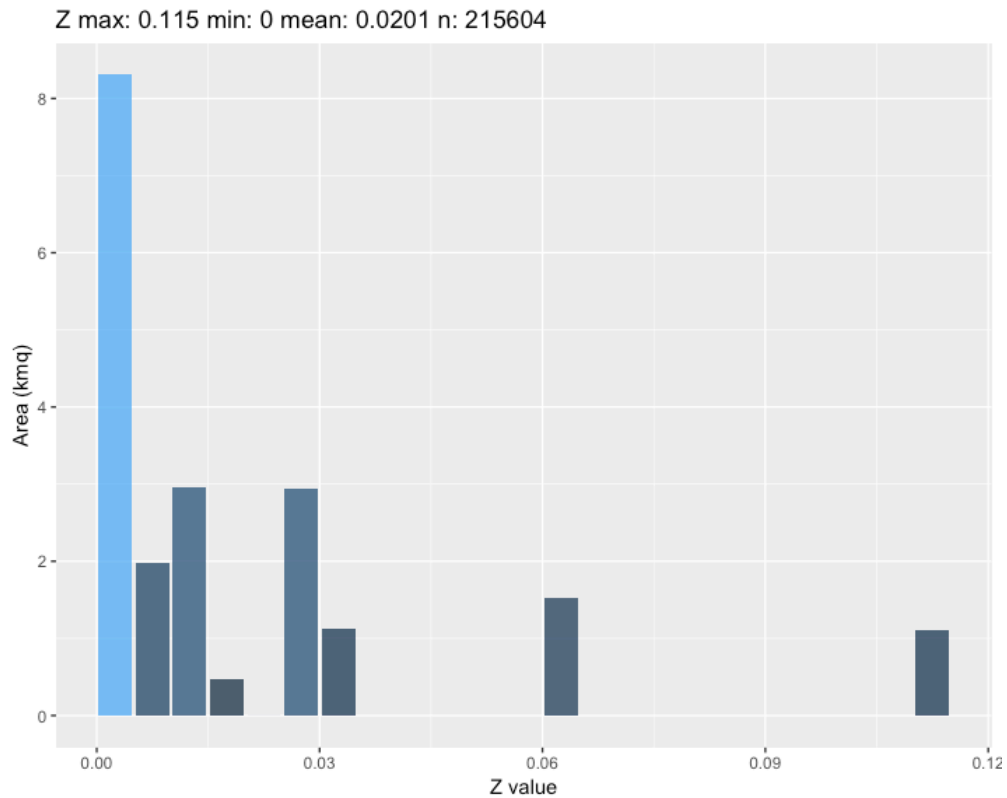


Figura 7-22 Istogramma della distribuzione dei coefficienti X, Y e Z in relazione alla superficie del bacino idrografico, espressa in Km² (Bacino Fiumara di Favazzina)

7.4 Bacino Torrente Canello

Si sviluppa lungo il margine settentrionale del bacino sedimentario che si estende tra i golfi di S. Eufemia e Squillace, formatosi a seguito di movimenti tettonici avvenuti alla fine del Miocene, quando una serie di faglie dirette determinò lo sprofondamento della zona istmica e l'inizio di un processo di sedimentazione pliocenica, che non fu perturbata da alcun altro evento tettonico, per come dimostra il normale assetto giaciturale della pila di sedimenti depositatisi. In seguito, nel quaternario, il sollevamento isostatico, cui il bacino è andato soggetto, ha determinato delle superfici di erosione con i depositi associati alle medesime. Detto bacino sedimentario è ben delineato e delimitato lungo le pendici collinari da un complesso di rocce metamorfiche, che è sovrascorso sul substrato calcareo dolomitico autoctono del triassico, come la finestra tettonica in località Bagni di Lamezia Terme attesta.

L'altitudine massima del bacino è di 1035 m s.l.m., mentre quella minima e media sono rispettivamente pari a 95 m s.l.m. e 474 m s.l.m..

Le caratteristiche meteo climatiche mostrano una temperatura media di 15,4 °C e una precipitazione media di 1084,31 mm.

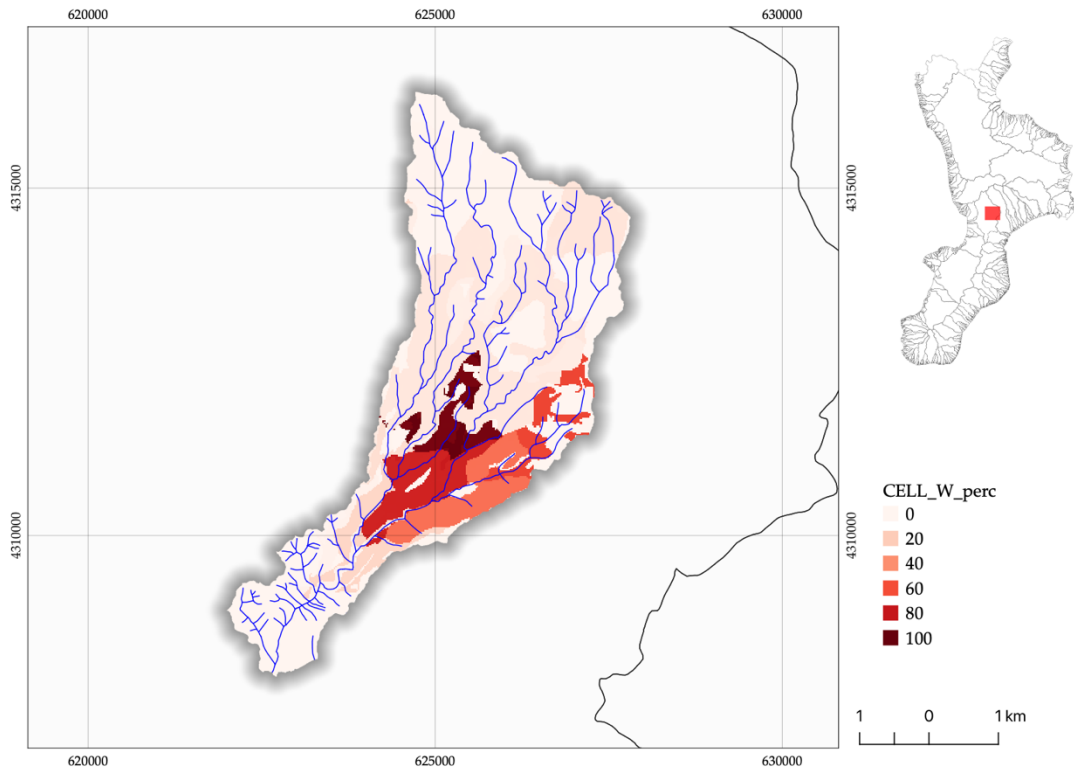


Figura 7-23 Rappresentazione della distribuzione spaziale di W (Bacino Torrente Cancellone). Le classi in legenda indicano il contributo in percentuale nella produzione di sedimenti all'interno del bacino: 0-20, basso, 40-60, medio, 80-100 alto.

Il calcolo finale per il Torrente Cancellone ha prodotto i seguenti risultati riportati nelle successive tabelle di sintesi contenenti i valori dei principali fattori della formula di Gavrilović (Tab. 7-21).

Tabella 7-22 Risultato finale Bacino Torrente Cancellone

$$W_y = T \times h_y \times \pi \times \sqrt{Z^3} \quad W_y = 477.47 \text{ m}^3 \text{ km}^{-2} \text{ year}^{-1}$$

$$G_y = \xi \times W_y \quad G_y = 89.76 \text{ m}^3 \text{ km}^{-2} \text{ year}^{-1}$$

Parametro	Valore
Uso del suolo (X)	0.307
Geologia (Y)	0.679
Idrografia (ρ)	0.061
Frane (γ)	0.009
Pendenze (σ)	0.488
Sediment Delivery Ratio (ξ)(SDR)	0.188

	Z	0.23
Pendenza media bacino (J)(%)		28.76
Superficie totale (S)(km ²)		18.27
Precipitazioni (mm)		1084.31
Temperatura		15.5

Per la determinazione del coefficiente X sono stati utilizzati i seguenti parametri (Tab. 7-22):

Tabella 7-23 Categorie dell'Uso del suolo, (Bacino Torrente Canello)

DESCRIZIONE	X	AREA Km ²	% AREA BACINO
Aree a vegetazione boschiva ed arbustiva in evoluzione	0.05	1.508	8.255
Aree prevalentemente occupate da colture agrarie con presenza di spazi naturali importanti	0.4	3.118	17.071
Boschi a prevalenza di castagno	0.05	0.219	1.201
Boschi a prevalenza di faggio	0.05	1.532	8.387
Boschi a prevalenza di leccio e/o sughera	0.05	0.001	0.004
Boschi a prevalenza di querce caducifoglie (cerro e/o roverella e/o farnetto e/o rovere e/o farnia)	0.05	6.568	35.954
Boschi misti di conifere e latifoglie a prevalenza di pini montani e Oromediterranei	0.05	0.002	0.009
Colture intensive (Seminativi semplici)	0.4	0.238	1.3
Oliveti	0.7	2.177	11.915
Praterie naturali d'alta quota con presenza di specie arboree ed arbustive	0.6	0.627	3.435
Sistemi colturali e particellari complessi	0.9	2.073	11.346
Spiagge, dune e sabbie	1.0	0.017	0.096
Zone residenziali a tessuto discontinuo e rado	0.0	0.188	1.027

Per la determinazione del coefficiente Y sono stati utilizzati i seguenti parametri (Tab. 7-23):

Tabella 7-24 Categorie della Geologia, (Bacino Torrente Canello)

DESCRIZIONE	Y	AREA Km ²	% AREA BACINO
alluvioni fissate dalla vegetazione e/o artificialmente	1.6	0.47	2.575
alluvioni mobili ciottolose mobili dei letti fluviali e/o depositi di litorale	1.8	0.006	0.036
argille siltose da grigioazzurre a grigiochiare	1.15	2.979	16.306
calcarei cristallini intercalati negli scisti e nelle filladi (sf)	0.8	0.024	0.13
conglomerati bruno chiari o rossastri	1.55	0.05	0.271
conglomerati e sabbie dei terrazzi marini	1.55	0.595	3.26
conglomerati e sabbie- o arenarie grossolane, rossi e bruni ben cementati	0.0	0.873	4.778

conglomerati sabbiosi brunorossastri- antichi depositi alluvionali	1.55	0.327	1.79
detriti di frana	1.95	0.093	0.51
gneiss- paragneiss e scisti biotiticogranatiferi	0.4	9.411	51.522
leucoscisti- gneiss quarzosi biancastri a composizione granitica	0.4	1.01	5.531
prodotti di soliflussione e dilavamento	1.95	0.02	0.11
sabbie ed arenarie- grigiobrune o brunogiallastre	0.8	1.435	7.854
sabbie ghiaiose- sabbie, silts ed argille umiche morbose lacustri	1.55	0.084	0.459
scisti filladici grigi lucenti filladi grigie- grigioscure o nere	1.15	0.889	4.867

Per la determinazione del coefficiente ϕ , che rappresenta il coefficiente di erodibilità legato ai processi geomorfologici ($\gamma + \rho + \sigma$), sono stati utilizzati i seguenti parametri (Tabb. 7-24, 7-25, 7-26):

Tabella 7-25 Categorie fattore geomorfologico (frane), (Bacino Torrente Canello)

SIGLA	γ	AREA Km ²	% AREA BACINO
AM3	1.0	0.027	0.146
AM4	1.0	0.01	0.056
AM5	1.0	0.014	0.078
AM6	1.0	0.007	0.039
AM7	1.0	0.019	0.107
SRST7	1.0	0.073	0.4

Tabella 7-26 Categorie fattore geomorfologico (Idrografia), (Bacino Torrente Canello)

SLOPE	ρ	AREA Km ²	% AREA BACINO
0-5%	0.85	0.075	0.413
5-20%	0.85	0.416	2.275
>20%	0.85	0.822	4.498

Tabella 7-27 Categorie fattore geomorfologico (pendenze), (Bacino Torrente Canello)

SLOPE	σ	AREA Km ²	% AREA BACINO
0-5%	0.15	0.745	4.077
5-20%	0.4	4.886	26.746
>20%	0.65	10.539	57.697

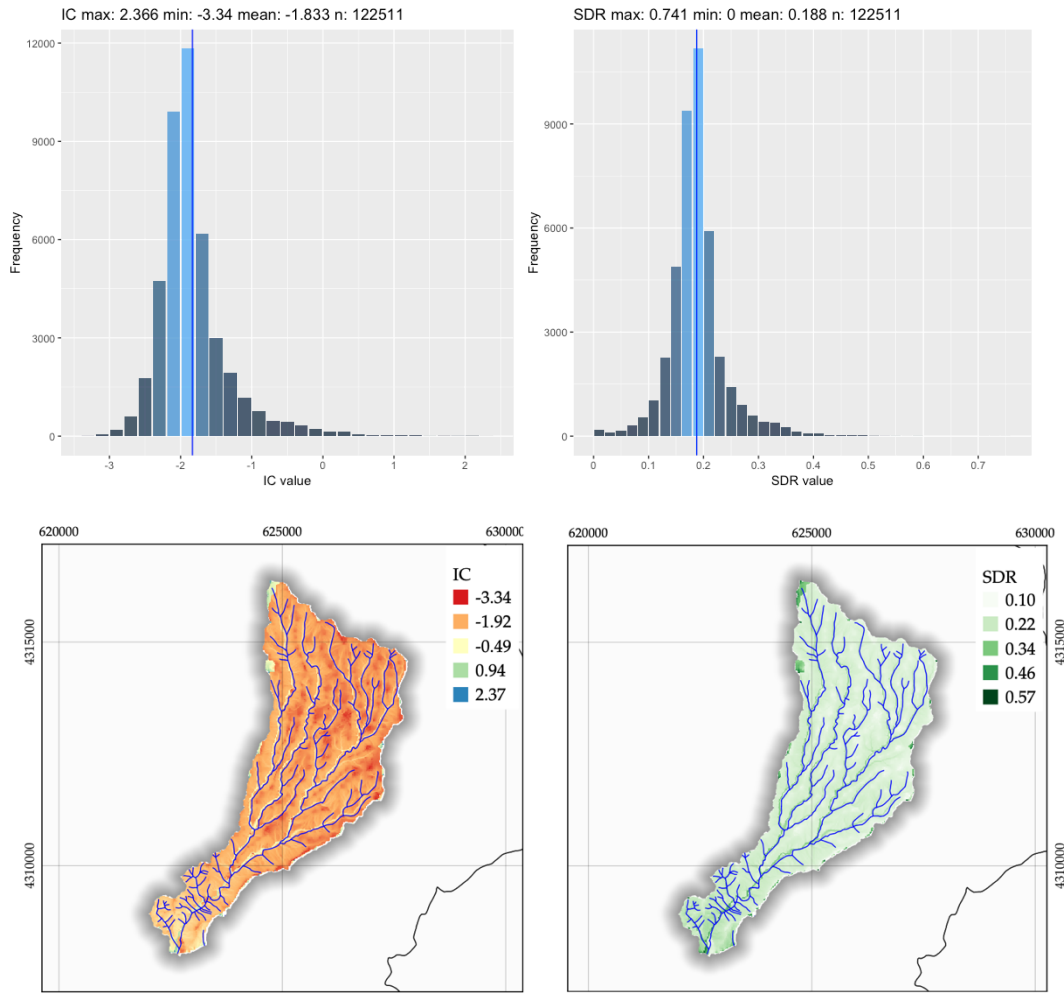


Figura 7-24 Rappresentazione della distribuzione spaziale dell'indice di connettività (IC) e del rapporto di rilascio dei sedimenti SDR (Bacino Torrente Canello)

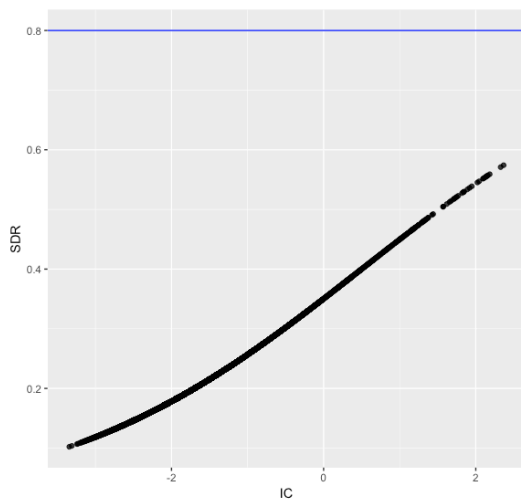


Figura 7-25 Confronto tra IC e SDR (Torrente Canello)

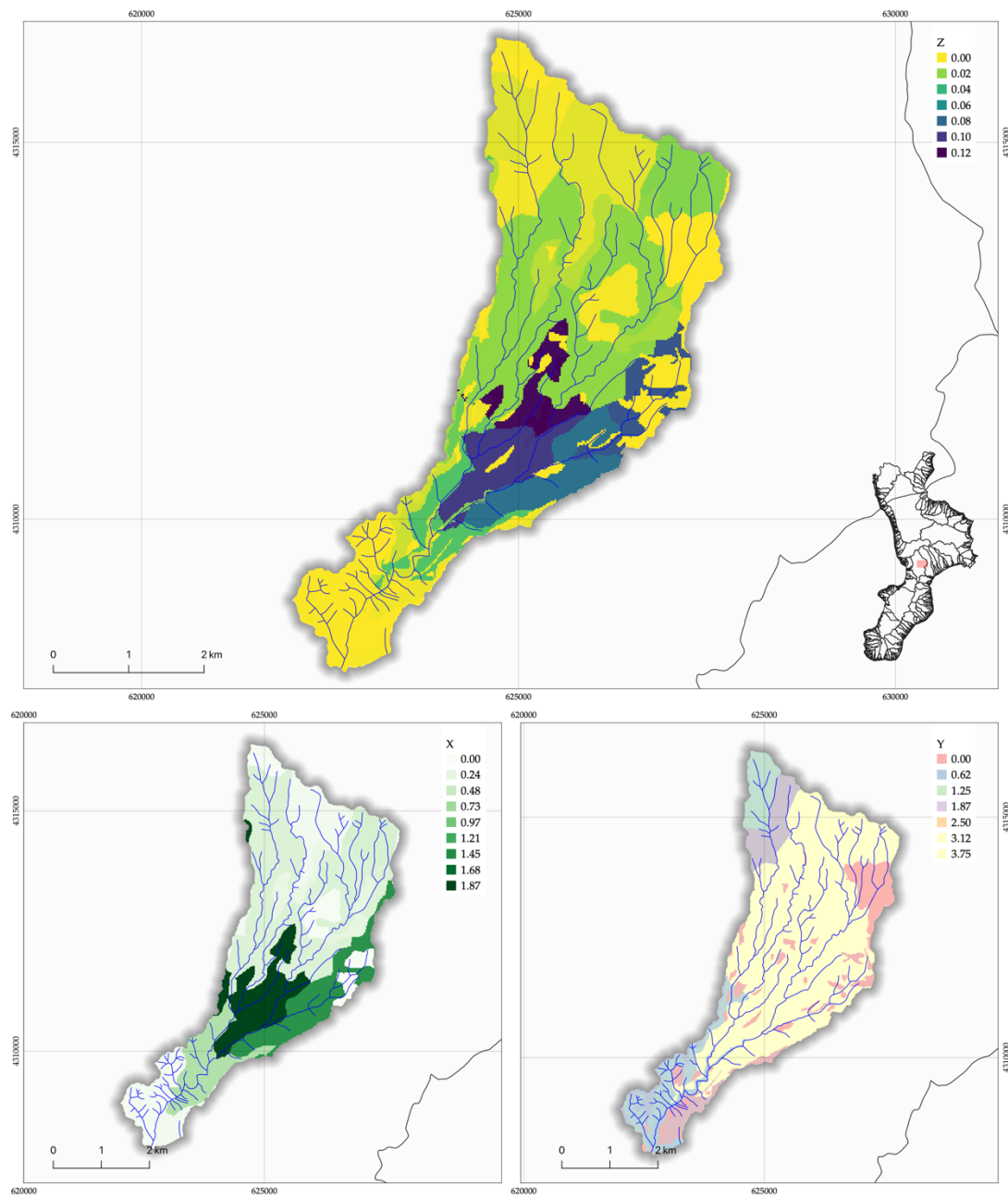
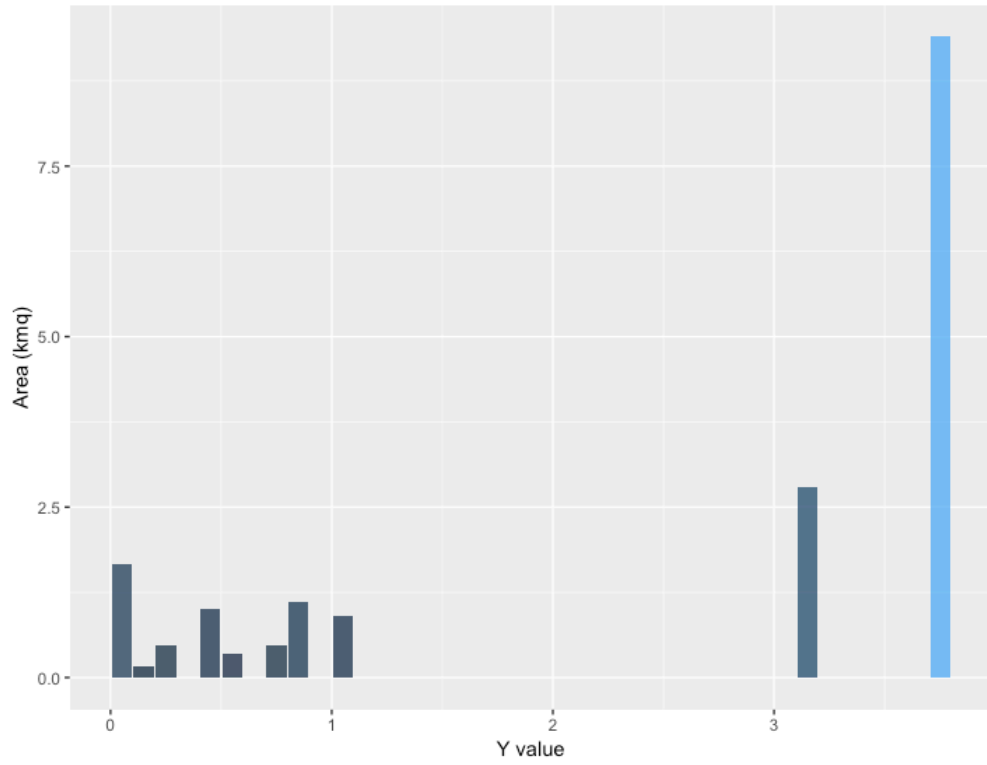
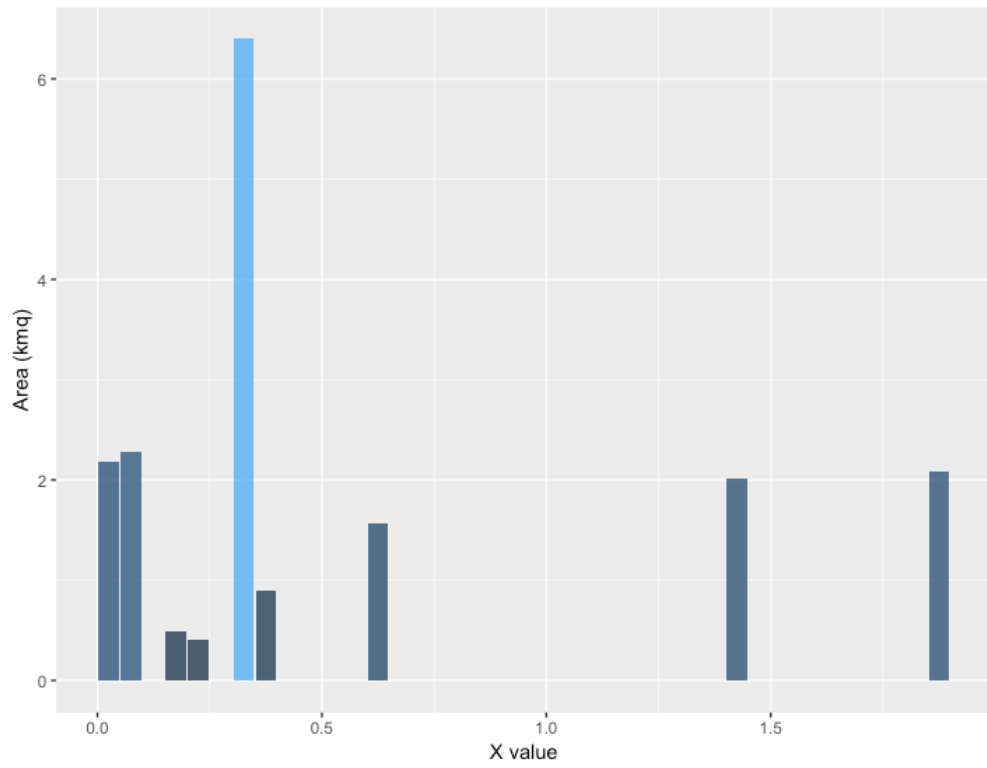


Figura 7-26 Distribuzione spaziale dei coefficienti X (coefficiente inerente l'uso del suolo), Y (coefficiente inerente la litologia) e Z (coefficiente di erosione relativa) (Torrente Cancellato)

Y max: 3.747 min: 0 mean: 2.5711 n: 123224



X max: 1.865 min: 0 mean: 0.5726 n: 123224



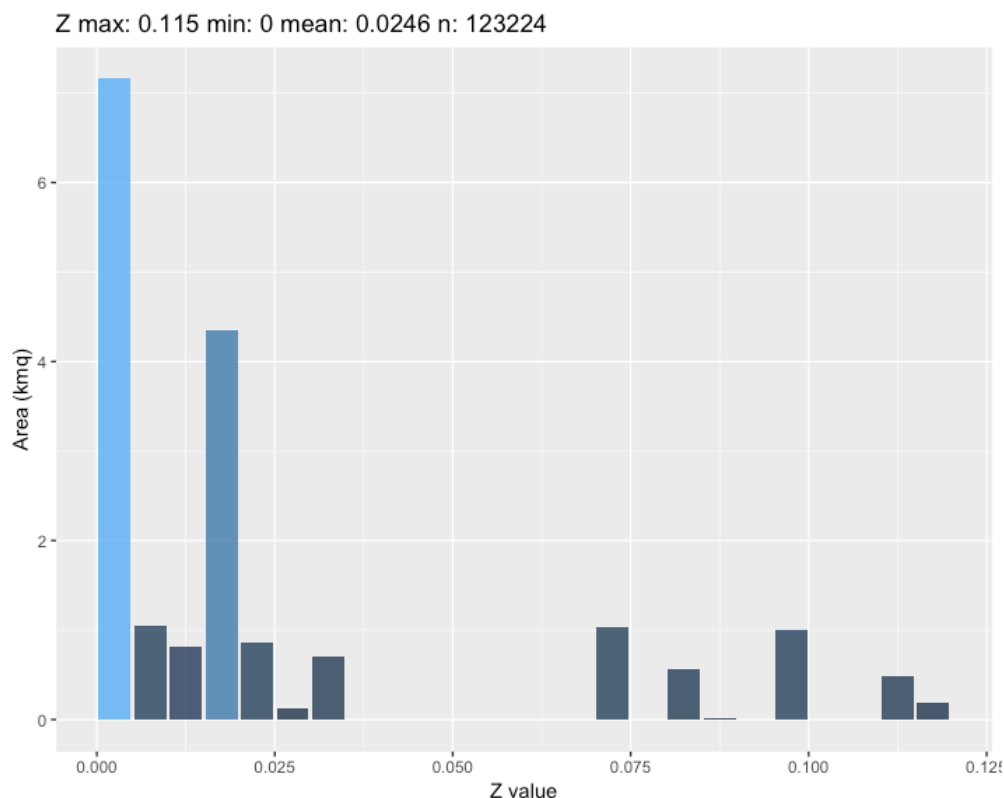


Figura 7-27 Istogramma della distribuzione dei coefficienti X, Y e Z in relazione alla superficie del bacino idrografico, espressa in Km² (Bacino Torrente Cancellò)

7.5 Bacino Riu Solanas (Progetto MAREGOT)

Il bacino del Riu Solanas è situato nella Sardegna Sud Orientale, ricade nei Comuni di Maracalagonis e Sinnai ed è compreso entro un'ampia fascia costiera, caratterizzata dalla presenza di promontori e falesie a prevalente composizione granitica, alternate a spiagge “a tasca” sabbiose e ghiaiose.

Dal punto di vista geologico il Riu Solanas è caratterizzato da Granodioriti monzogranitiche a grana media, inequigranulari per fenocristalli di Kfs pluricentimetrici in destra orografica, leucograniti biotitici biancastri a grana medio-fine, equigranulari in sinistra orografica.

Le alluvioni oloceniche antiche (Depositi alluvionali terrazzati, Olocene) si presentano ben terrazzate e con spessori consistenti, sono diffuse in particolare nel Bacino idrografico del Riu Solanas dove, per ragioni connesse con l'impostazione strutturale del reticolo e della sua asta principale, caratterizzano il fondovalle per più di 7 km a monte della foce, non riuscendo a generare, tuttavia, una vera e propria piana allargata sulla costa.

Il Riu Solanas ha un pattern rettilineo con un unico tronco principale su cui si innestano diversi affluenti minori con pendenze accentuate, in particolare da Sx. Benchè con superficie pari a poco meno di 34 kmq sottesa ad un alveo di appena 13,4 km, la sua più evidente caratteristica morfometrica consiste nell'assumere numero d'ordine V in un tratto relativamente più montano rispetto al contiguo Riu Geremeas in ragione di una densità di drenaggio superiore. Sul piano fisiografico è innegabile la maggiore importanza del settore vallivo pedemontano, dove l'alveo non è confinato ma si espande entro una vasta area alluvionale di ampiezza variabile di circa 1 Km nel tratto di monte presso *Cungiaus Mannu* (subito a valle della sezione iniziale di V Ordine) fino a circa 1,5 km a valle di *Costa sa Suergia*. Lungo tale tratto il torrente manifesta chiare tendenze diversive con assetto *wandering* entro robuste alluvioni oloceniche anch'esse terrazzate. La foce è più o meno perenne con tendenza ad aprirsi sul margine Sud Est della spiaggia di Solanas (Sinnai).

L'altitudine massima del bacino è di 781 m s.l.m., mentre quella minima e media sono rispettivamente pari a 0 m s.l.m. e 264.78 m s.l.m..

Le caratteristiche meteo climatiche mostrano una temperatura media di 15,75 °C e una precipitazione media di 647.12 mm.

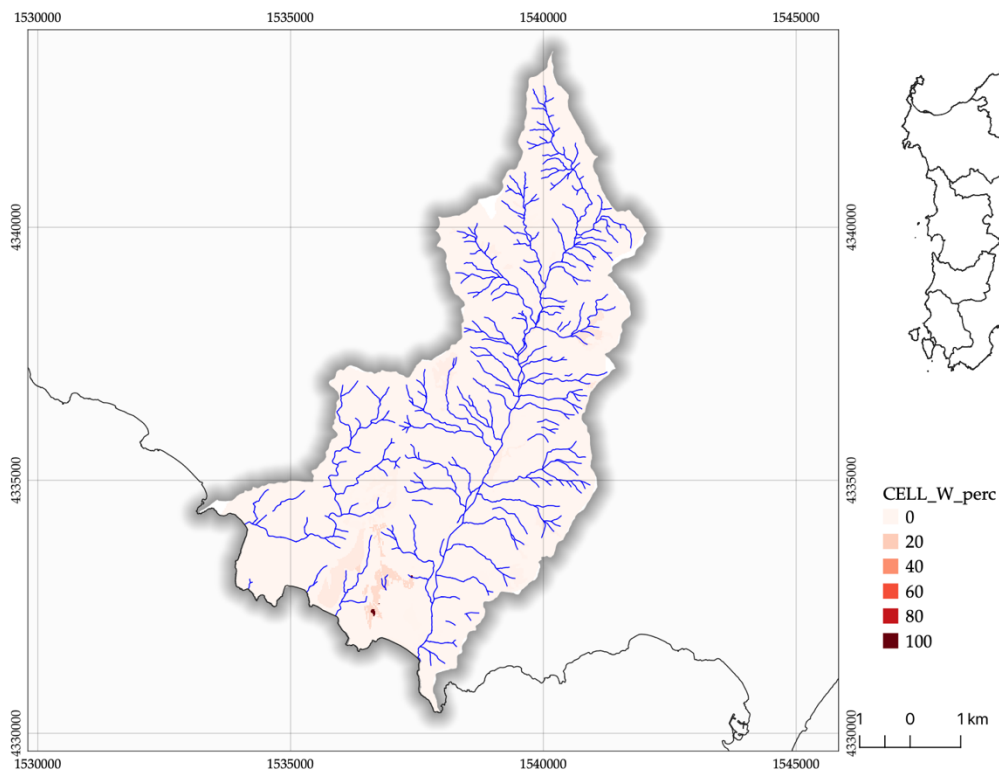


Figura 7-28 Rappresentazione della distribuzione spaziale di W (Bacino Riu Solanas). Le classi in legenda indicano il contributo in percentuale nella produzione di sedimenti all'interno del bacino: 0-20, basso, 40-60, medio, 80-100 alto.

Il calcolo finale per il Bacino del Riu Solanas ha prodotto i seguenti risultati riportati nelle successive tabelle di sintesi contenenti i valori dei principali fattori della formula di Gavrilović (Tab. 7-27).

Tabella 7-28 Risultato finale Bacino Riu Solanas

$$\begin{aligned}
 W_y &= T \times h_y \times \pi \times \sqrt{Z^3} & W_y &= 286.71 \text{ m}^3 \text{ km}^{-2} \text{ year}^{-1} \\
 G_y &= \xi \times W_y & G_y &= 45.87 \text{ m}^3 \text{ km}^{-2} \text{ year}^{-1}
 \end{aligned}$$

	Parametro	Valore
	Uso del suolo (<i>X</i>)	0,191
	Geologia (<i>Y</i>)	0,993
	Idrografia (<i>ρ</i>)	0,045
	Frane (<i>γ</i>)	0,07
	Pendenze (<i>σ</i>)	0,495
	Sediment Delivery Ratio (<i>ξ</i>)(SDR)	0,16
	<i>Z</i>	0,23
	Pendenza media bacino (<i>J</i>)(%)	34,92
	Superficie totale (<i>S</i>)(km ²)	44,03
	Precipitazioni (mm)	647,12
	Temperatura	15.75

Per la determinazione del coefficiente X sono stati utilizzati i seguenti parametri (Tab. 7-28):

Tabella 7-29 Categorie dell'Uso del suolo, (Bacino Riu Solanas)

UDS	X	AREA Km²	% AREA BACINO
Aree a pascolo naturale	0.6	0.255	0.58
Aree a ricolonizzazione artificiale	0.6	1.52	3.452
Aree a ricolonizzazione naturale	0.6	0.554	1.258
Aree agroforestali	0.6	0.243	0.553
Aree con vegetazione rada <5%e>40%	0.4	0.393	0.893
Aree dunali coperte da vegetazione di ampiezza superiore a 25m	0.4	0.036	0.081
Aree prev. Occupate da coltura agrarie con presenza di spazi naturali importanti	0.4	1.007	2.287
Bosco di conifere	0.05	0.361	0.819
Bosco di latifoglie	0.05	12.107	27.495
Cantieri	0.0	0.124	0.282

Cespuglieti ed arbusteti	0.6	2.38	5.404
Colture temporanee associate ad altren colture permanenti	0.4	0.089	0.203
Colture temporanee associate all'olivo	0.4	0.117	0.265
Discariche e depositi di rottami	0.0	0.004	0.008
Fabbricati rurali	0.0	0.086	0.196
Formazioni di ripa non arboree	1.0	0.422	0.958
Frutteti e frutti minori	0.7	1.168	2.652
Gariga	0.6	0.276	0.627
Impianti a servizio delle reti di distribuzione	0.0	0.002	0.005
Insediamiento di gradi impianti di servizi	0.0	0.007	0.016
Letti di torrenti di ampiezza superiore a 25m	1.0	0.014	0.032
Macchia mediterranea	0.05	13.655	31.011
Olivetti	0.7	0.311	0.707
Pareti rocciose e falesie	1.0	0.062	0.141
Pioppeti saliceti eucalitteti ecc anche in formazioni miste	0.05	0.33	0.75
Prati artificiali	0.4	1.019	2.313
Reti stradali e spazi accessori	0.0	1.049	2.382
Seminativi in aree non irrigue	0.4	2.493	5.662
Sistemi colturali e particellari complessi	1.0	0.11	0.25
Spiagge di ampiezza superiore a 25m	1.0	0.089	0.201
Spiagge dune e sabbie	1.0	0.146	0.332
Tessuto residenziale rado	0.0	2.072	4.706
Tessuto residenziale rado e nucleiforme	0.0	0.899	2.041
Vigneti	0.7	0.046	0.104

Per la determinazione del coefficiente Y sono stati utilizzati i seguenti parametri (Tab. 7-29):

Tabella 7-30 Categorie della Geologia, (Bacino Riu Solanas)

CODICE(*)	Y	AREA Km ²	% AREA BACINO
A	1.95	8.335	18.929
B	1.55	5.653	12.838
C	0.4	17.134	38.913
Cx	0.4	0.403	0.915
D	0.8	7.726	17.546
E	1.15	3.667	8.327
Ex	1.15	1.115	2.532

(*) A: Depositi olocenici; B: Depositi pleistocenici; C-D-E: Complesso intrusivo tardo-paleozoico; Cx-Ex: Complesso filoniano tardo-paleozoico.

Per la determinazione del coefficiente ϕ , che rappresenta il coefficiente di erodibilità legato ai processi geomorfologici ($\gamma + \rho + \sigma$), sono stati utilizzati i seguenti parametri (Tabb. 7-30, 7-31, 7-32):

Tabella 7-31 Categorie fattore geomorfologico (frane), (Bacino Riu Solanas)

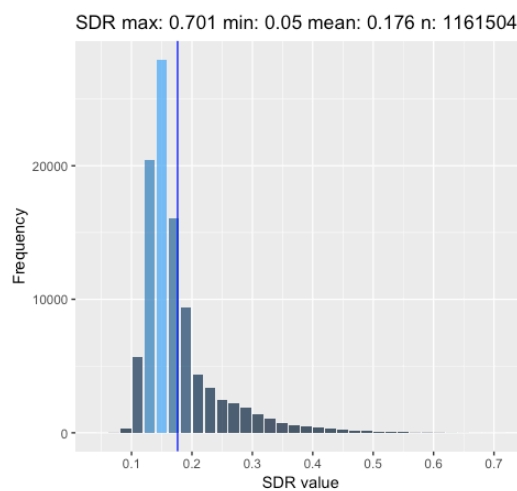
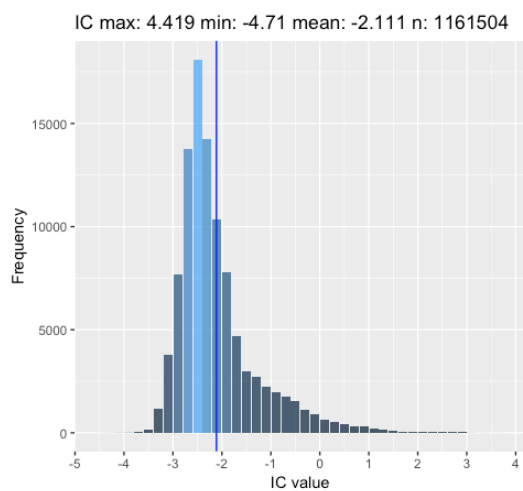
SIGLA	γ	AREA Km ²	% AREA BACINO
a1a	1.0	0.51	1.157
a1b	1.0	2.416	5.487
a1c	1.0	0.01	0.022
a1d	1.0	0.006	0.013
a3	1.0	0.124	0.282

Tabella 7-32 Categorie fattore geomorfologico (Idrografia), (Bacino Riu Solanas)

SLOPE	ρ	AREA Km ²	% AREA BACINO
0-5%	0.85	0.366	0.832
5-20%	0.85	0.798	1.813
>20%	0.85	1.174	2.666

Tabella 7-33 Categorie fattore geomorfologico (pendenze), (Bacino Riu Solanas)

SLOPE	σ	AREA Km ²	% AREA BACINO
0-5%	0.15	1.878	4.265
5-20%	0.4	8.036	18.251
>20%	0.65	28.145	63.919



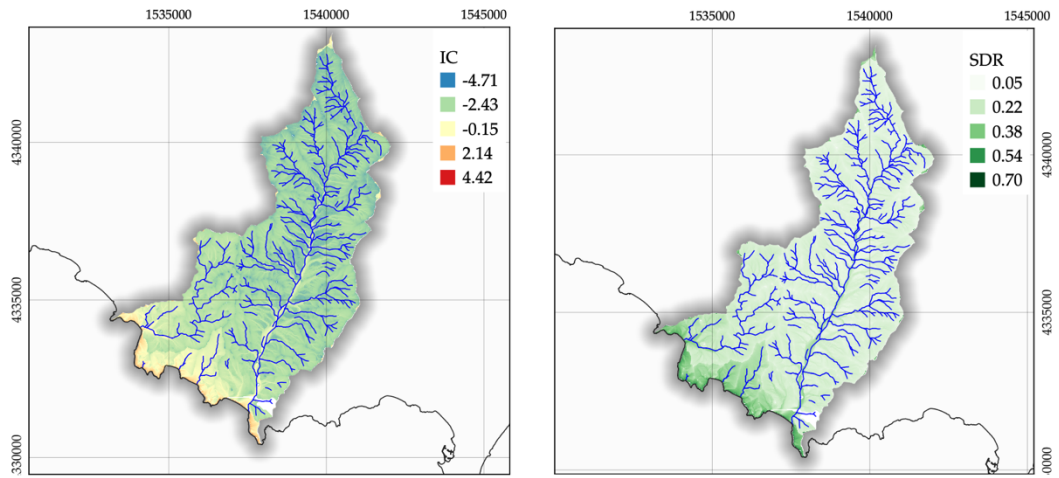


Figura 7-29 Rappresentazione della distribuzione dell'indice di connettività (IC) e del rapporto di rilascio dei sedimenti SDR (Bacino Riu Solanas)

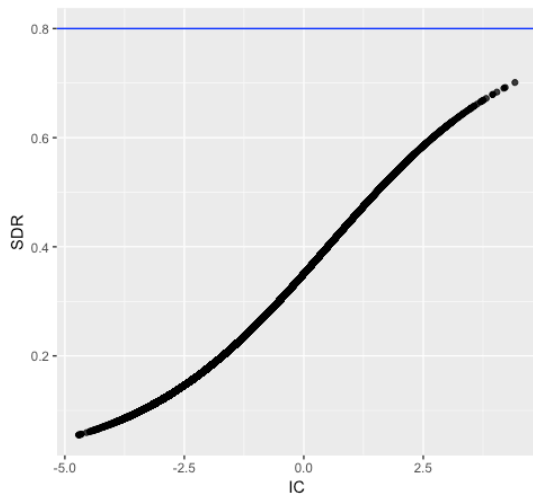


Figura 7-30 Confronto tra IC e SDR (Riu Solanas)

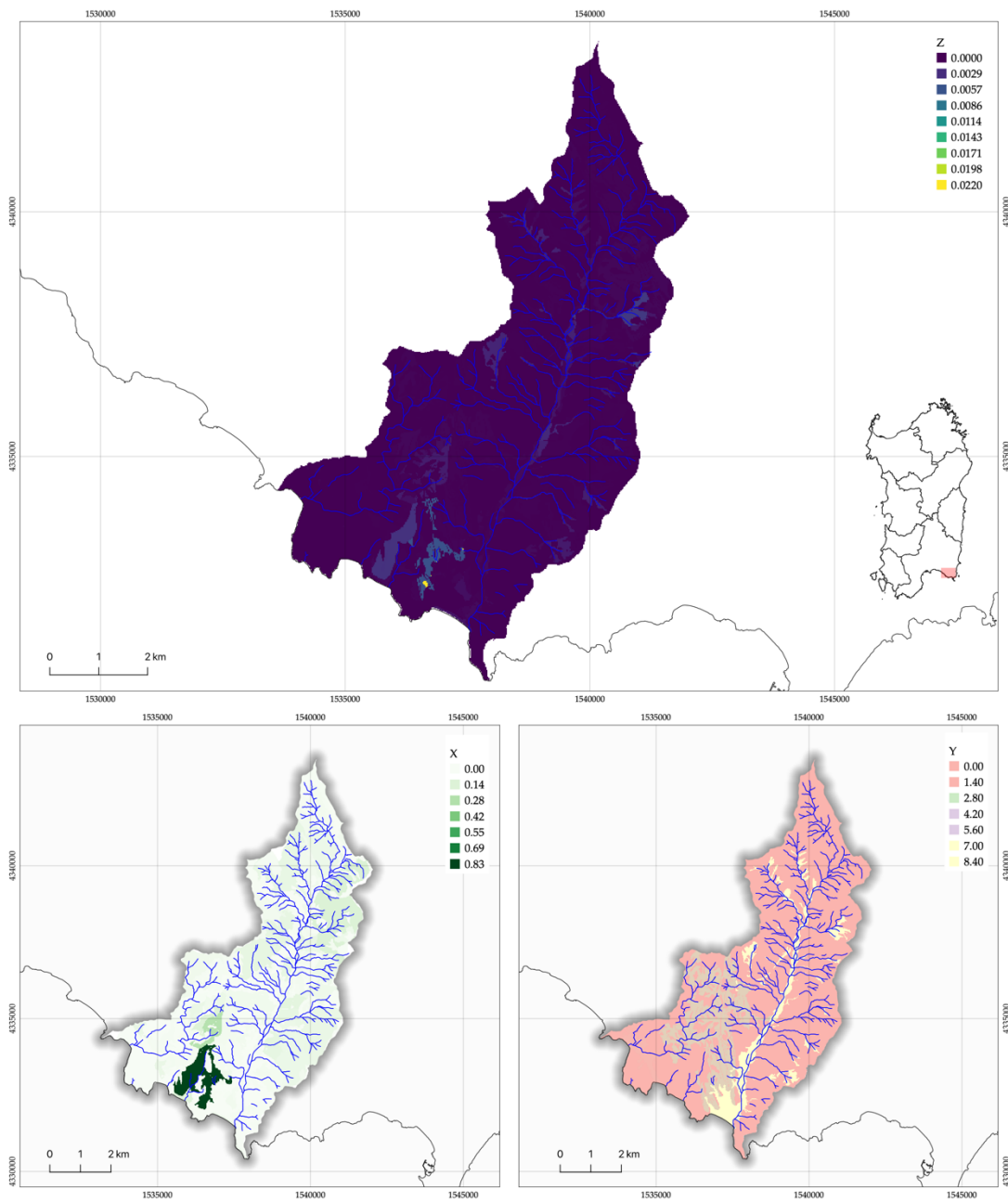
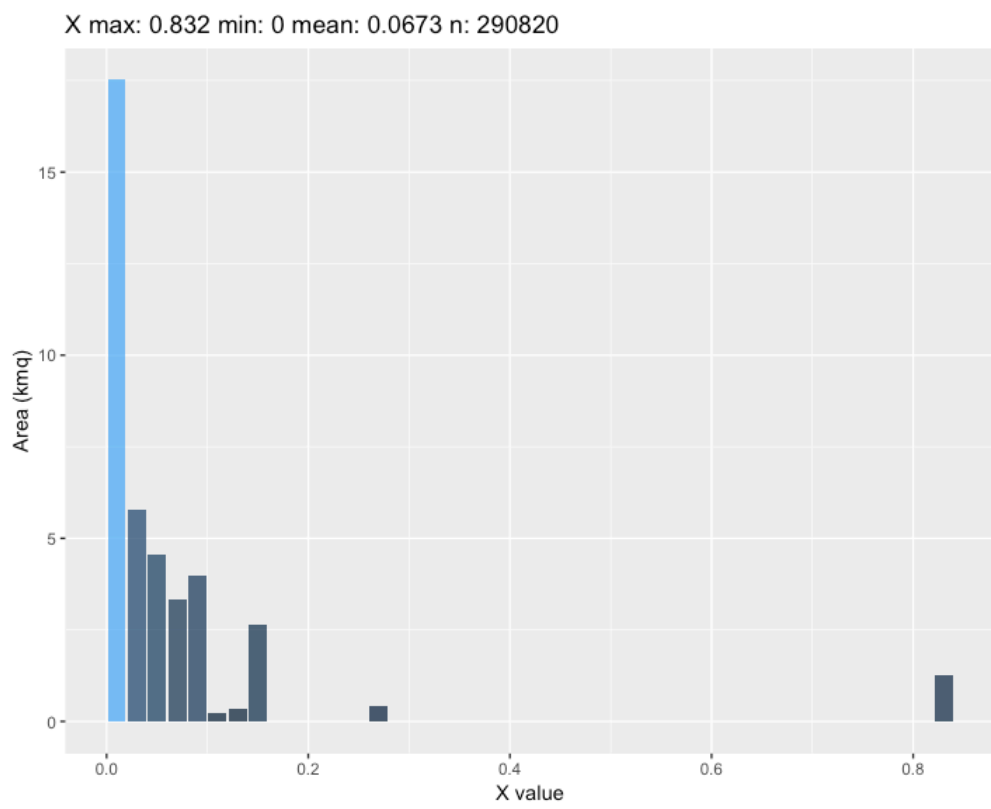
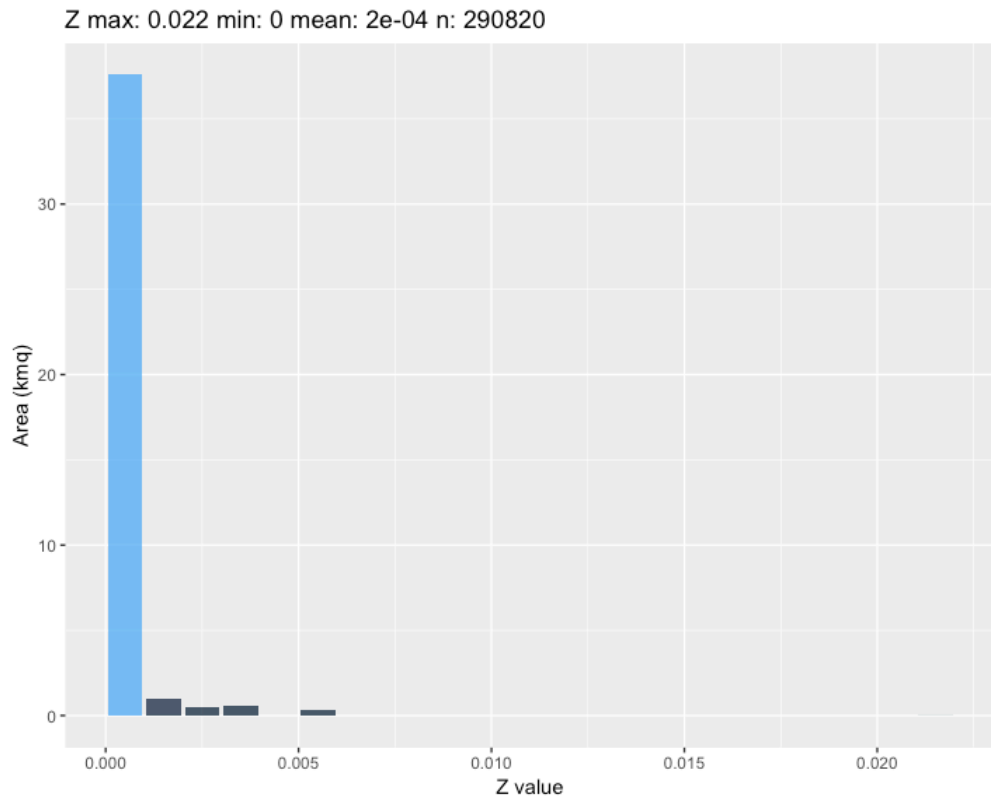


Figura 7-31 Distribuzione spaziale dei coefficienti X (coefficiente inerente l'uso del suolo), Y (coefficiente inerente la litologia) e Z (coefficiente di erosione relativa) (Riu Solanas)



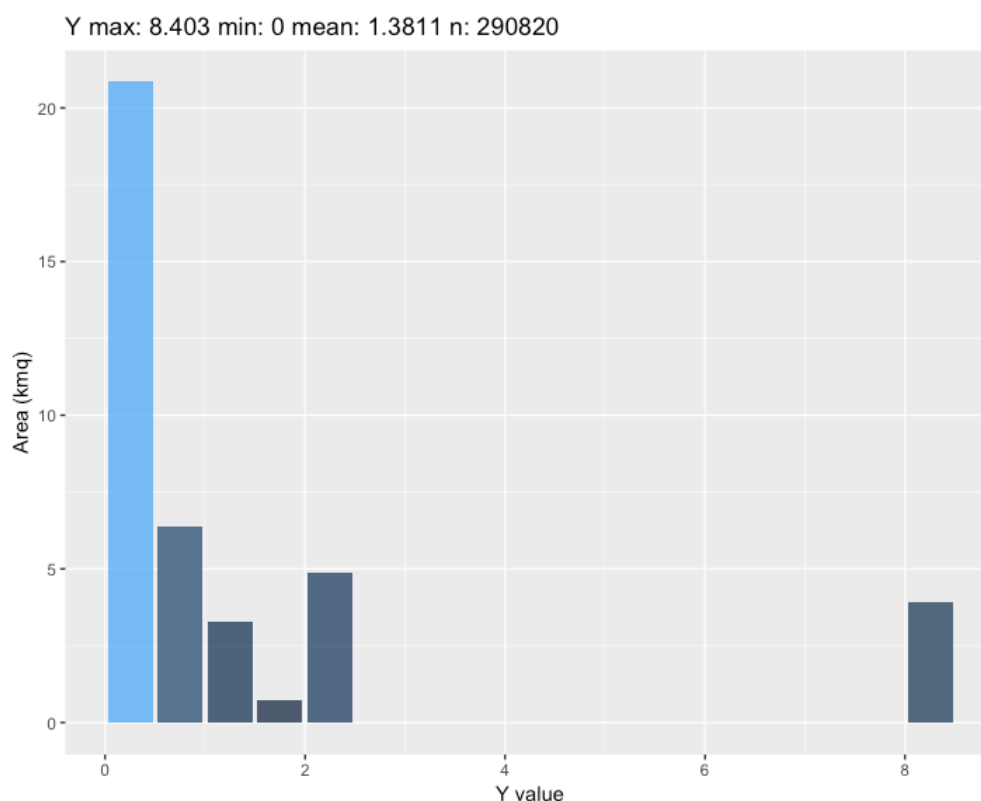


Figura 7-32 Istogramma della distribuzione dei coefficienti X, Y e Z in relazione alla superficie del bacino idrografico, espressa in Km² (Bacino Riu Solanas)

7.6 Bacino Fiume Esaro (Diga Farneto del Principe)

Le caratteristiche morfologiche de bacino del Fiume Esaro sono del tutto analoghe a quelle che caratterizzano i bacini degli altri corsi d'acqua presenti nell'area a nord del provincia di Cosenza: elevata pendenza delle aste montane, mancanza di tratti pedemontani, con conseguenti brusche variazioni di pendenza del fondo; tratti montani incassati in versanti giovani con proprietà geomeccaniche scadenti; tempi di concentrazione delle piogge molto contenuti con conseguente formazione di piene di breve durata ma a elevatissimo contributo unitario; valori elevati di trasporto solido, il cui deposito, non potendo essere selezionato a causa della mancanza di graduale variazione di pendenza, avviene sotto forma di enormi accumuli.

L'aspetto morfologico di questi corsi d'acqua, in tal modo, è il risultato di alterne fasi di erosione del fondo e dai versanti nei tratti di monte e di deposizione in amplissime valli di deposito di materiale a diversa granulometria. Così il bacino

di monte risulta fortemente compromesso soggetto ad erosione mentre le parti vallive subiscono fenomeni di alluvionamento.

Si estende per una superficie di circa 242 km² e si colloca lungo una porzione del versante occidentale della Valle del Crati. Il fiume Esaro e i suoi affluenti drenano un substrato carbonatico appartenente alla catena del Pollino e un substrato metamorfico appartenente ai rilievi della Catena Costiera, inoltre, lungo il fondovalle, il reticolo idrografico si dirama nelle sequenze sedimentarie Pleistoceniche di riempimento della Valle del Crati. La copertura del suolo è rappresentata da un'estesa superficie boscata nella porzione alta del bacino, mentre nella parte pedemontana si estendono zone agricole a differente destinazione d'uso.

L'altitudine massima del bacino è di 1955.43 m s.l.m., mentre quella minima e media sono rispettivamente pari a 122.08 m s.l.m. e 634.56 m s.l.m..

Le caratteristiche meteo climatiche mostrano una temperatura media di 16,0 °C e una precipitazione media annua di 1263,79 mm.

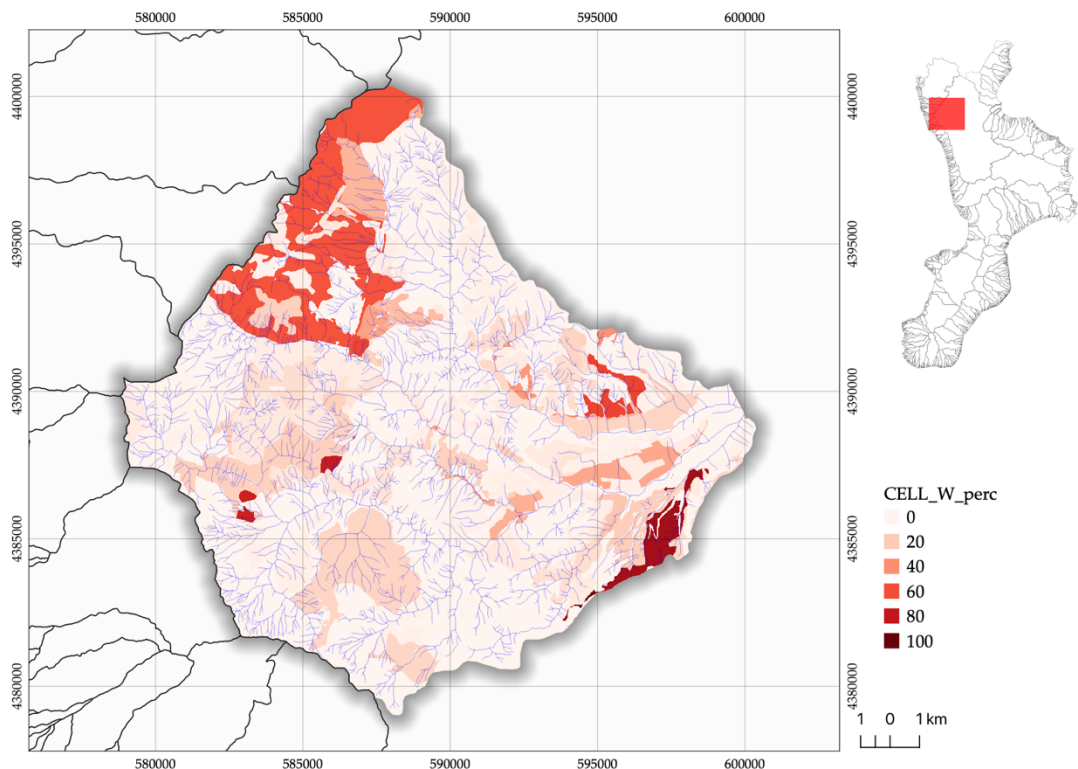


Figura 7-33 Rappresentazione della distribuzione spaziale di W (Fiume Esaro). Le classi in legenda indicano il contributo in percentuale nella produzione di sedimenti all'interno del bacino: 0-20, basso, 40-60, medio, 80-100 alto.

Il calcolo finale per il Bacino del Fiume Esaro ha prodotto i seguenti risultati riportati nelle successive tabelle di sintesi contenenti i valori dei principali fattori della formula di Gavrilović (Tab. 7-33).

Tabella 7-34 Calcolo finale Fiume Esaro (Diga)

$$W_y = T \times h_y \times \pi \times \sqrt{Z^3} \quad W_y = 688.57 \text{ m}^3 \text{ km}^{-2} \text{ year}^{-1}$$

$$G_y = \xi \times W_y \quad G_y = 95.71 \text{ m}^3 \text{ km}^{-2} \text{ year}^{-1}$$

	Parametro	Valore
	Uso del suolo (X)	0.256
	Geologia (Y)	0.884
	Idrografia (ρ)	0.06
	Frane (γ)	0.04
	Pendenze (σ)	0.476
	Sediment Delivery Ratio (ξ)(SDR)	0.139
	Z	0.26
	Pendenza media bacino (J)(%)	33.4
	Superficie totale (S)(km ²)	245.48
	Precipitazioni (mm)	1263.79
	Temperatura	16.0

Per la determinazione del coefficiente X sono stati utilizzati i seguenti parametri (Tab. 7-34):

Tabella 7-35 Categorie dell'Uso del suolo, (Bacino Fiume Esaro)

DESCRIZIONE - CLC2012	X	AREA Km ²	% AREA BACINO
Arboricoltura da legno	0.7	0.737	0.3
Aree a vegetazione boschiva ed arbustiva in evoluzione	0.6	9.266	3.775
Aree con vegetazione rada	0.4	2.901	1.182
Aree prevalentemente occupate da colture agrarie con presenza di spazi naturali importanti	0.4	14.674	5.978
Bacini d'acqua	0.0	2.949	1.201
Boschi a prevalenza di castagno	0.05	10.202	4.156
Boschi a prevalenza di faggio	0.05	38.347	15.621
Boschi a prevalenza di leccio e/o sughera	0.05	19.011	7.744
Boschi a prevalenza di querce caducifoglie (cerro e/o roverella e/o farnetto e/o rovere e/o farnia)	0.05	53.87	21.945
Boschi a prevalenza di specie igrofile (boschi a prevalenza di salici e/o pioppi e/o ontani, ecc.)	0.05	6.337	2.582
Boschi misti di conifere e latifoglie a prevalenza di pini montani e Oromediterranei	0.05	7.057	2.875
Cantieri	0.0	0.59	0.241

Cespuglieti con presenza significativa di specie arbustive alte ed arboree	0.6	0.026	0.011
Colture intensive (Seminativi semplici)	0.4	28.897	11.772
Colture temporanee associate a colture permanenti	0.4	16.508	6.725
Macchia bassa e garighe	1.0	2.693	1.097
Oliveti	0.7	7.65	3.116
Praterie naturali d'alta quota con assenza di specie arboree ed arbustive	0.4	1.58	0.644
Praterie naturali d'alta quota con presenza di specie arboree ed arbustive	0.4	3.365	1.371
Prati stabili (foraggiere permanenti)	0.4	1.903	0.775
Sistemi colturali e particellari complessi	0.9	15.145	6.169
Spiagge, dune e sabbie	1.0	0.324	0.132
Zone residenziali a tessuto discontinuo e rado	0.0	1.45	0.591

Per la determinazione del coefficiente Y sono stati utilizzati i seguenti parametri (Tab. 7-35):

Tabella 7-36 Categorie della Geologia, (Bacino Fiume Esaro)

DESCRIZIONE	Y	AREA Km ²	% AREA BACINO
alluvioni fissate dalla vegetazione e/o artificialmente	1.6	22.878	9.32
alluvioni mobili ciottolose mobili dei letti fluviali e/o depositi di litorale	1.8	3.101	1.263
alternanza di argilliti fogliettate e dolomie	1.15	0.271	0.11
anfiboliti plagioclasiche e gneiss basic ad orneblenda	0.4	1.493	0.608
arenarie a cemento calcareo brunochiare- localmente conglomeratiche	0.8	0.735	0.299
arenarie a cemento calcareo e sabbie brunochiare	0.8	7.721	3.145
arenarie a cemento calcareo e sabbie- bruno chiare	0.8	2.278	0.928
arenarie grossolane e conglomeratiche con intercalazioni di silts ed argille siltose	0.8	0.531	0.216
arenarie grossolane marroni e conglomerati ben cementati	0.8	0.54	0.22
argille marnose con silts- grigie	1.15	0.189	0.077
argille plastiche- argille siltose e silts	1.15	12.706	5.176
argille siltose e marnose da grigioazzurre a grigiochiare	1.15	2.715	1.106
argille siltose- con intercalazioni di sabbie, arenarie e lenti di gesso	1.15	0.929	0.379
argille siltose- marne sabbiose e silts	1.15	0.006	0.002
brecce calcaree e calcareodolomitiche	0.8	2.45	0.998
calcare evaporitico grigio chiaro o biancastro generalmente vacuolare	0.4	0.542	0.221
calcari arenacei compatti brunochiari	0.4	1.467	0.598
calcari cristallini grigiochiari ben stratificati	0.4	51.371	20.927
calcari cristallini intercalati negli scisti e nelle filladi (sf)	0.4	5.821	2.371
calcari e calcareniti	0.4	7.279	2.965

calcari- calcareniti e calcilutiti, intercalazioni di dolomie, calcari dolomitici ed argilliti	0.4	1.231	0.502
conglomerati alluvionali di antichi terrazzi fluviali	1.55	0.62	0.253
conglomerati bruno chiari o rossastri	1.55	4.486	1.827
conglomerati e sabbie giallastre o brunorossastri	1.55	25.728	10.48
conglomerati poligenici grossolani brunorossastri- con matrice sabbiosa grossolana	1.55	1.995	0.813
conglomerati sabbiosi brunorossastri- antichi depositi alluvionali	1.55	0.064	0.026
detriti di falda	1.95	0.481	0.196
detriti di falda cementati	0.8	0.265	0.108
detriti di frana	1.95	0.32	0.13
dolomie- breccie dolomitiche e calcari dolomitici ricristallizzati	0.4	15.867	6.464
filladi calcaree grigie e calcescisti grigi	0.8	0.118	0.048
gessi nodulari o massicci ed anidride	0.4	0.048	0.019
gneiss- paragneiss e scisti biotiticogranatiferi	0.4	1.754	0.714
granuliti e gneiss granulitici- granatiferi, quarzosfeldspatici	0.4	19.389	7.898
prodotti di soliflussione e dilavamento	1.95	1.996	0.813
rocce ignee basiche verdi- pillow, gabbri e dioriti, dioriti biotitico quarzose	0.4	3.486	1.42
sabbie da fini a grossolane- ghiaie, conglomerati e sabbioni	1.55	0.082	0.034
sabbie ed arenarie brunorossastre o brunochiare con conglomerati	0.8	20.494	8.349
sabbie gialle o grigie- e sabbie argillose con intercalazioni arenacee o calcaree	0.8	0.019	0.008
scisti filladici grigi lucenti filladi grigie- grigi oscure o nere	1.15	4.481	1.825
scisti filladici grigi scuri con intercalazioni massicce di quarziti	1.15	0.931	0.379
scisti sericitici- talcosi, scisti muscovitici e filladi calcaree grigie	1.15	12.146	4.948
scisti verdi con epidoto- glaucofane ed albite	1.15	0.182	0.074
serpentine molto laminate	1.15	0.034	0.014
serpentine zonate e pirosseniti oliviniche	1.15	0.236	0.096
sottili e sporadici lembi di copertura pleistocenica sulla litologia	1.55	4.007	1.632

Per la determinazione del coefficiente ϕ , che rappresenta il coefficiente di erodibilità legato ai processi geomorfologici ($\gamma + \rho + \sigma$), sono stati utilizzati i seguenti parametri (Tabb. 7-36, 7-37, 7-38):

Tabella 7-37 Categorie fattore geomorfologico (frane), (Bacino Fiume Esaro)

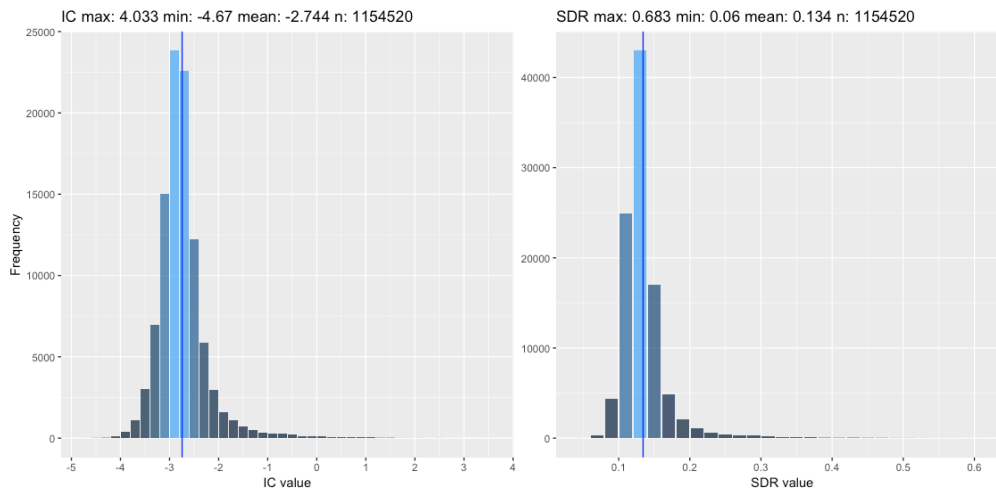
COMUNE	γ	AREA Km ²	% AREA BACINO
FAGNANO CASTELLO	1.0	0.364	0.148
MALVITO	1.0	0.388	0.158
MOTTAFOLLONE	1.0	1.044	0.425
ROGGIANO GRAVINA	1.0	0.025	0.01
SAN DONATO DI NINEA	1.0	2.07	0.843
SAN SOSTI	1.0	2.681	1.092
SANT'AGATA DI ESARO	1.0	1.007	0.41
SANTA CATERINA ALBANESE	1.0	2.121	0.864

Tabella 7-38 Categorie fattore geomorfologico (Idrografia), (Bacino Fiume Esaro)

SLOPE	ρ	AREA Km ²	% AREA BACINO
0-5%	0.85	1.867	0.76
5-20%	0.85	4.742	1.932
>20%	0.85	10.693	4.356

Tabella 7-39 Categorie fattore geomorfologico (pendenze), (Bacino Fiume Esaro)

SLOPE	σ	AREA Km ²	% AREA BACINO
0-5%	0.15	21.688	8.835
5-20%	0.4	52.941	21.566
>20%	0.65	142.096	57.885



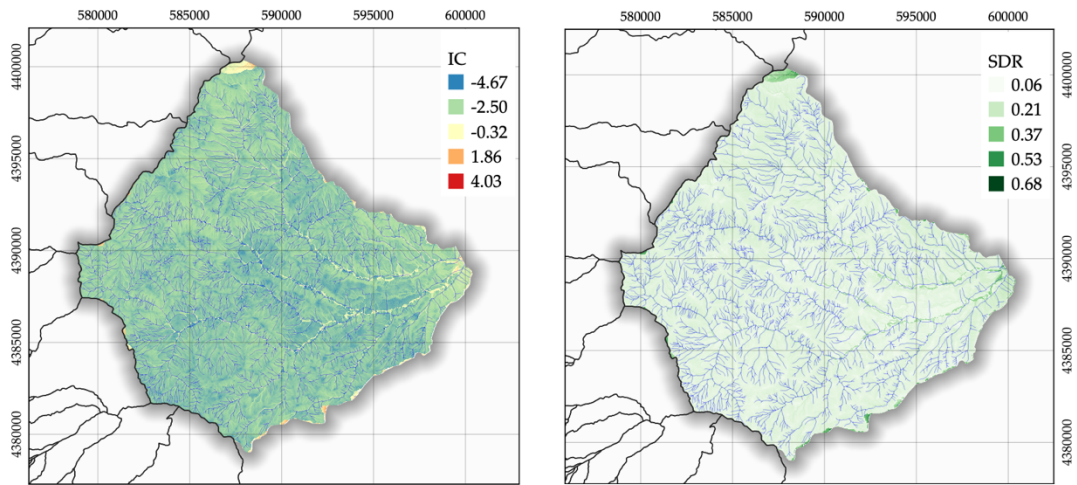


Figura 7-34 Rappresentazione della distribuzione spaziale dell'indice di connettività (IC) e del rapporto di rilascio dei sedimenti SDR (Fiume Esaro)

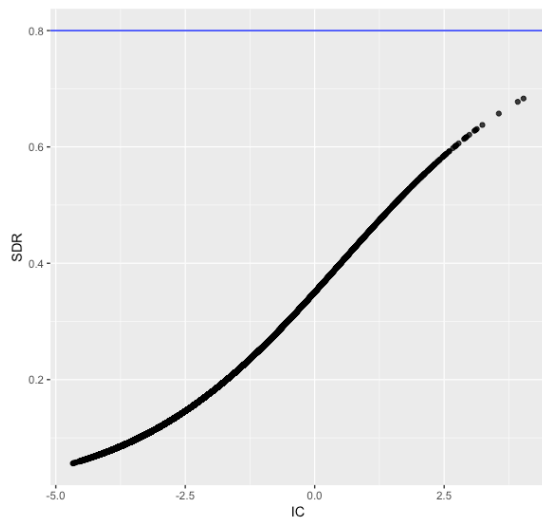


Figura 7-35 Confronto tra IC e SDR (Fiume Esaro)

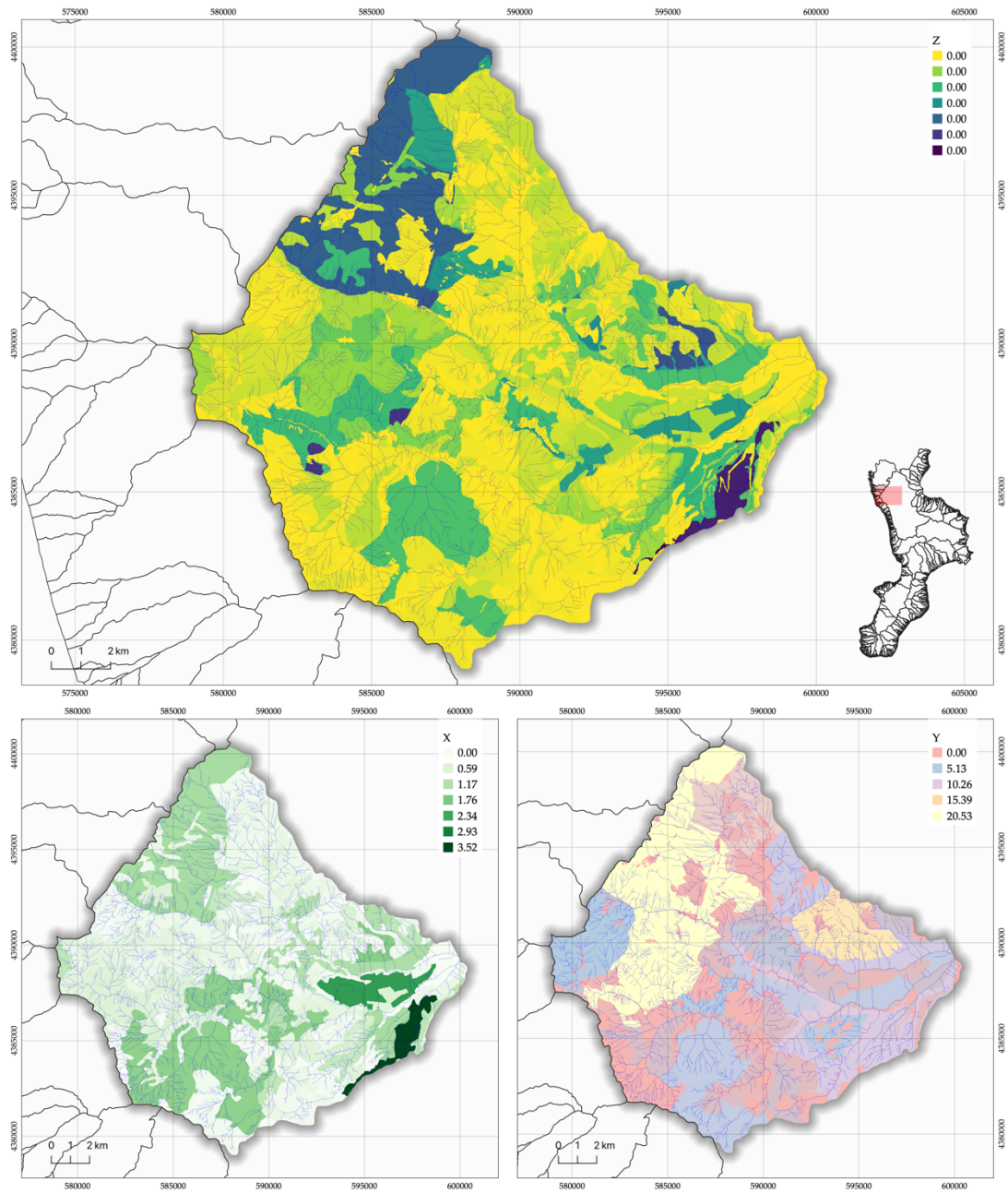
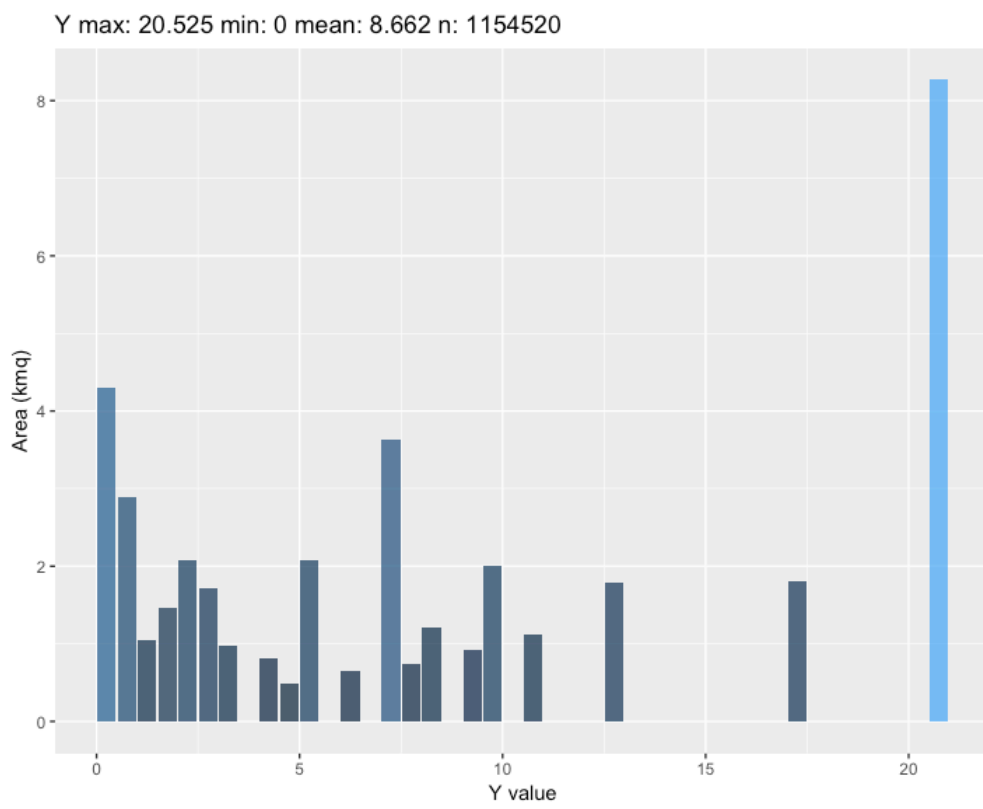
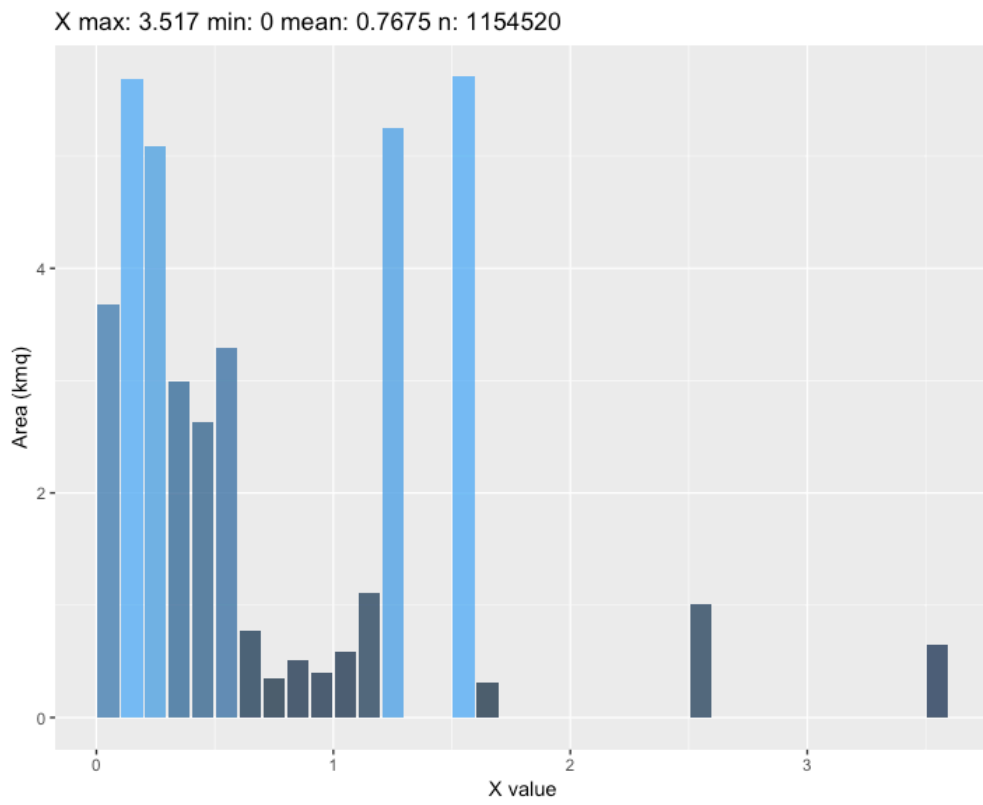


Figura 7-36 Distribuzione spaziale dei coefficienti X (coefficiente inerente l'uso del suolo), Y (coefficiente inerente la litologia) e Z (coefficiente di erosione relativa) (Fiume Esaro)



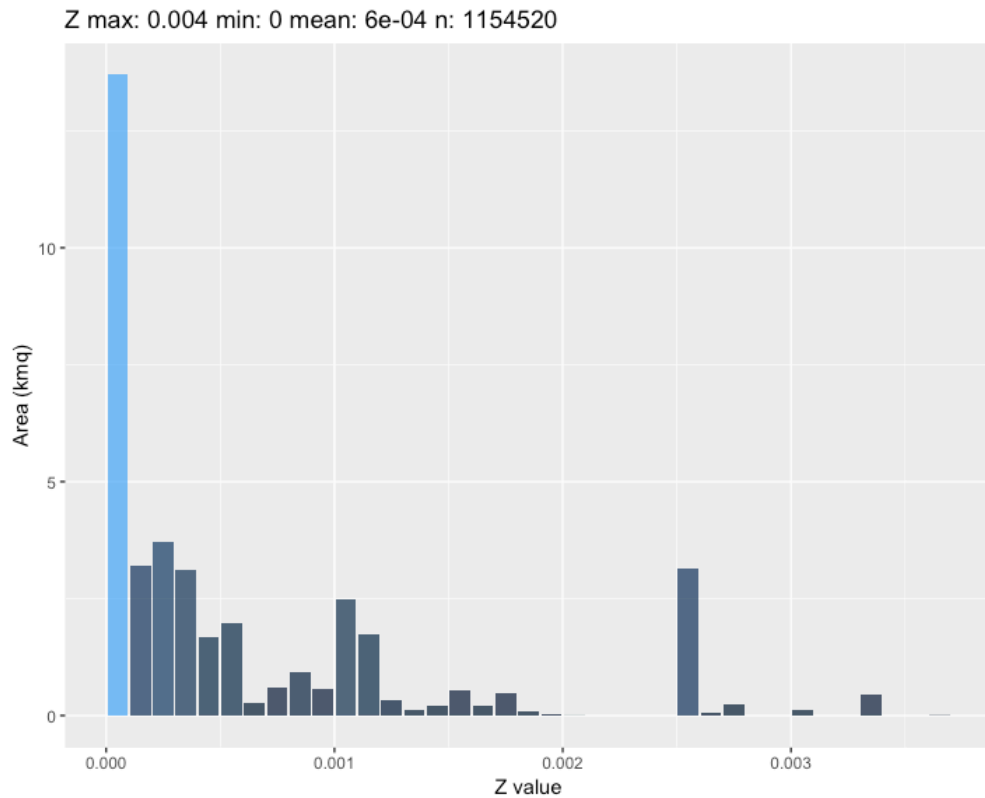


Figura 7-37 Istogramma della distribuzione dei coefficienti X, Y e Z in relazione alla superficie del bacino idrografico, espressa in Km² (Bacino Fiume Esaro)

7.7 Bacino Fiume Savuto (Diga del Savuto)

Il lago di Savuto è un bacino artificiale situato nel settore a monte del fiume Savuto lungo il lato ovest del massiccio della Sila (Calabria centrale). Quest'ultimo rappresenta una sezione della cintura orogena ercinica (Amodio-Morelli et al., 1976; Messina et al., 1994) ed è costituito da un massiccio con un altopiano caratterizzato da un'altitudine media di circa 1200 m s.l.m. Il massiccio è costituito da rocce paleozoiche intrusive e metamorfiche (da quelle di basso a alto grado) che rappresentano le cosiddette Unità della Sila (Messina et al., 1994), che sono caratterizzate da una profonda intemperie a lungo termine (Scarciglia, 2015, Le Pera et al., 2001; Borrelli et al., 2016). Durante il Quaternario il massiccio della Sila fu interessato da sollevamenti (Molin et al., 2004; Scarciglia et al., 2005; Olivetti et al., 2012) a causa della geodinamica regionale. Finora sono stati registrati fenomeni di subsidenza nelle aree circostanti (Cianflone et al. 2015b, 2015c, 2015d, 2018a, 2018b).

Il bacino del lago Savuto ha una superficie di 44,68 km², una bassa pendenza (valore medio del 17,65%) e un'altitudine compresa tra 1170 e 1600 m s.l.m. Dal 1978 al 2007 sono state riportate una piovosità e una temperatura medie annue rispettivamente di 1224 mm e 13 ° C (*Federico S. et al., 2009*).

L'altitudine massima del bacino è di 1681.34 m s.l.m., mentre quella minima e media sono rispettivamente pari a 1173.93 m s.l.m. e 1324.23 m s.l.m..

Le caratteristiche meteo climatiche mostrano una temperatura media di 15,75 °C e una precipitazione media di 647.12 mm.

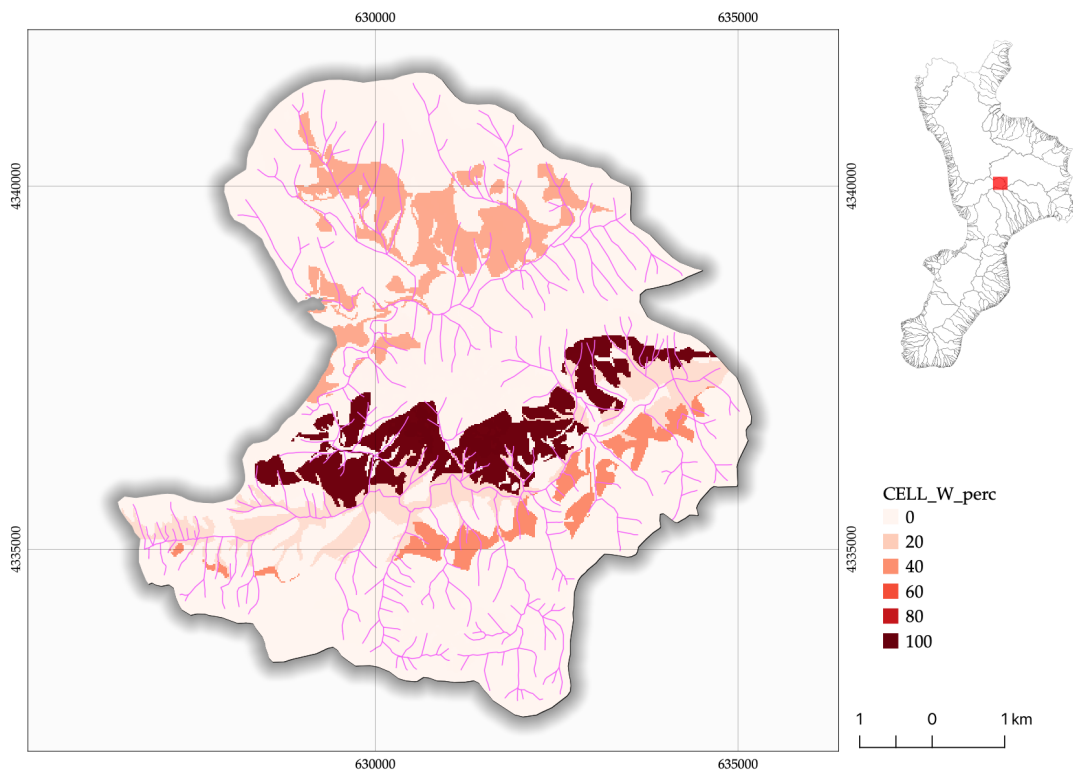


Figura 7-38 Rappresentazione della distribuzione spaziale di W (Bacino Fiume Savuto). Le classi in legenda indicano il contributo in percentuale nella produzione di sedimenti all'interno del bacino: 0-20, basso, 40-60, medio, 80-100 alto.

Geomorfologicamente l'area è caratterizzata dall'assenza di evidenze di instabilità e da versanti poco acclivi. L'uso del suolo è caratterizzato per circa il 60% della superficie totale da boschi di conifere e latifoglie e per il restante 40% da seminativi in aree non irrigue. La produzione di sedimenti stimata ($450.11 \text{ m}^3 \text{ km}^{-2} \text{ year}^{-1}$) mostra una buona correlazione con l'accumulo di sedimenti nel lago ($324,53 \text{ m}^3 \text{ km}^{-2} \text{ year}^{-1}$) misurata durante il suo progetto di gestione. L'applicazione del modello a celle, contrariamente al metodo classico, che

considera l'intera area del bacino, ha permesso l'individuazione di anomalie di calcolo della produzione di sedimenti, consentendo di escluderle dal calcolo totale.

Il calcolo finale per il Bacino del Fiume Savuto ha prodotto i seguenti risultati riportati nelle successive tabelle di sintesi contenenti i valori dei principali fattori della formula di Gavrilović (Tab. 7-39).

Tabella 7-40 Calcolo finale Fiume Savuto (Diga)

$$W_y = T \times h_y \times \pi \times \sqrt{Z^3} \qquad W_y = 450.11 \text{ m}^3 \text{ km}^{-2} \text{ year}^{-1}$$

$$G_y = \xi \times W_y \qquad G_y = 68.87 \text{ m}^3 \text{ km}^{-2} \text{ year}^{-1}$$

	Parametro	Valore
	Uso del suolo (X)	0.282
	Geologia (Y)	0.83
	Idrografia (ρ)	0.059
	Frane (γ)	0.0
	Pendenze (σ)	0.393
	Sediment Delivery Ratio (ξ)(SDR)	0.153
	Z	0.2
	Pendenza media bacino (J)(%)	17.78
	Superficie totale (S)(km ²)	44.68
	Precipitazioni (mm)	1224.27
	Temperatura	15.0

Per la determinazione del coefficiente X sono stati utilizzati i seguenti parametri (Tab. 7-40):

Tabella 7-41 Categorie dell'Uso del suolo, (Bacino Fiume Savuto)

DESCRIZIONE	X	AREA Km ²	% AREA BACINO
Aree a pascolo naturale e praterie d'alta quota	0.6	0.187	0.419
Aree prev. occup.da colture agrarie, con spazi nat.	0.4	0.877	1.963
Boschi di conifere	0.05	12.365	27.672
Boschi di latifoglie	0.05	3.235	7.24
Boschi misti	0.05	9.48	21.215
Colture annuali associate e colture permanenti	0.4	1.217	2.723
Seminitavi in aree non irrigue	0.6	16.853	37.715
Sistemi colturali e particellari permanenti	0.6	0.471	1.054

Per la determinazione del coefficiente Y sono stati utilizzati i seguenti parametri (Tab. 7-41):

Tabella 7-42 Categorie della Geologia, (Bacino Fiume Savuto)

DESCRIZIONE	Y	AREA Km ²	% AREA BACINO
alluvioni fissate dalla vegetazione e/o artificialmente	0.7	0.102	0.228
alluvioni mobili ciottolose mobili dei letti fluviali e/o depositi di litorale	1.0	0.0	0.0
anfiboliti plagioclasiche e gneiss basic ad orneblenda	0.5	0.042	0.095
calcari cristallini intercalati negli scisti e nelle filladi (sf)	0.6	0.052	0.117
conglomerati sabbiosi brunorossastri- antichi depositi alluvionali	0.8	2.201	4.925
gneiss- paragneiss e scisti biotiticogranatiferi	0.8	34.754	77.777
graniti- granodioriti, graniti biotiticomuscovitici, quarzo monzoniti	0.6	0.003	0.006
granito biotitico con muscovite a grana fine	0.6	0.002	0.004
pegmatiti	0.0	0.1	0.224
prodotti di soliflussione e dilavamento	1.0	7.404	16.57
rocce ignee basiche verdi- pillow, gabbri e dioriti, dioriti biotitico quarzose	0.6	0.024	0.053

Per la determinazione del coefficiente ϕ , che rappresenta il coefficiente di erodibilità legato ai processi geomorfologici ($\rho + \sigma$), sono stati utilizzati i seguenti parametri (Tabb. 7-42, 7-43):

Tabella 7-43 Categorie fattore geomorfologico (Idrografia), (Bacino Fiume Savuto)

SLOPE	ρ	AREA Km ²	% AREA BACINO
0-5%	0.85	0.581	1.299
5-10%	0.85	0.605	1.355
10-20%	0.85	0.915	2.047
20.35%	0.85	0.751	1.68
35-50%	0.85	0.226	0.506
>50%	0.85	0.025	0.055

Tabella 7-44 Categorie fattore geomorfologico (pendenze), (Bacino Fiume Savuto)

SLOPE	σ	AREA Km ²	% AREA BACINO
0-5%	0.15	4.561	10.206
5-10%	0.15	6.843	15.315
10-20%	0.4	12.813	28.675
20.35%	0.65	12.586	28.166
35-50%	0.65	3.553	7.952
>50%	0.65	0.378	0.846

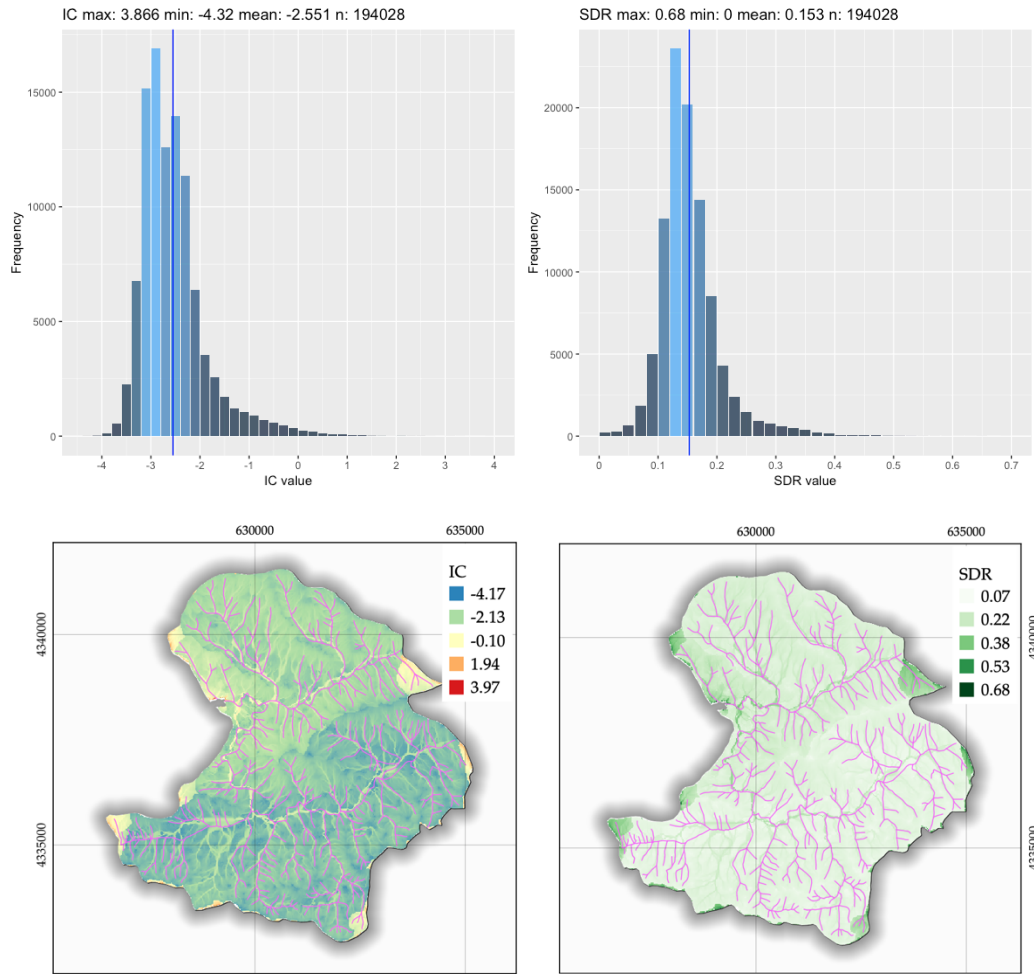


Figura 7-39 Rappresentazione della distribuzione spaziale dell'indice di connettività (IC) e del rapporto di rilascio dei sedimenti SDR (Fiume Savuto)

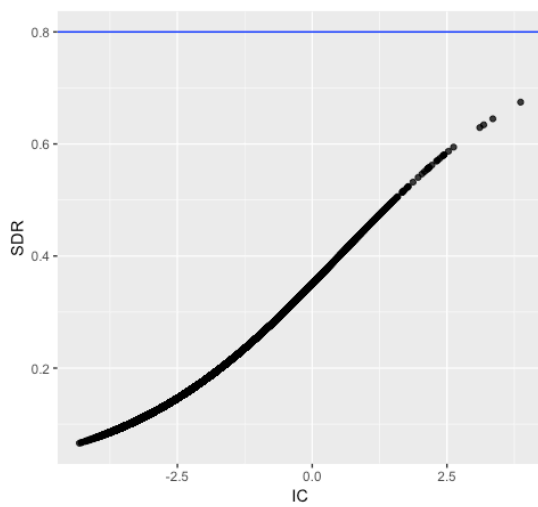


Figura 7-40 Confronto tra IC e SDR (Fiume Savuto)

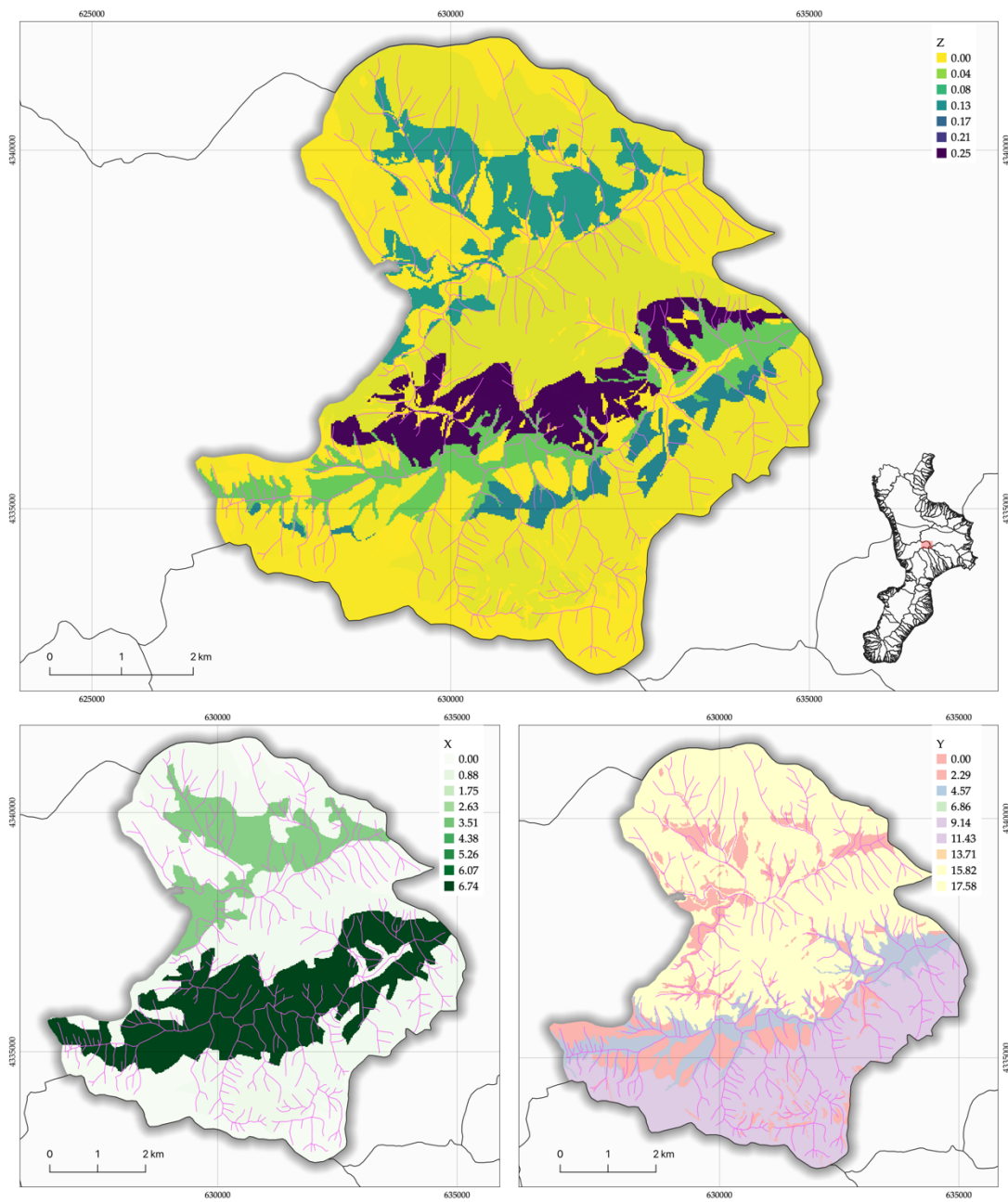
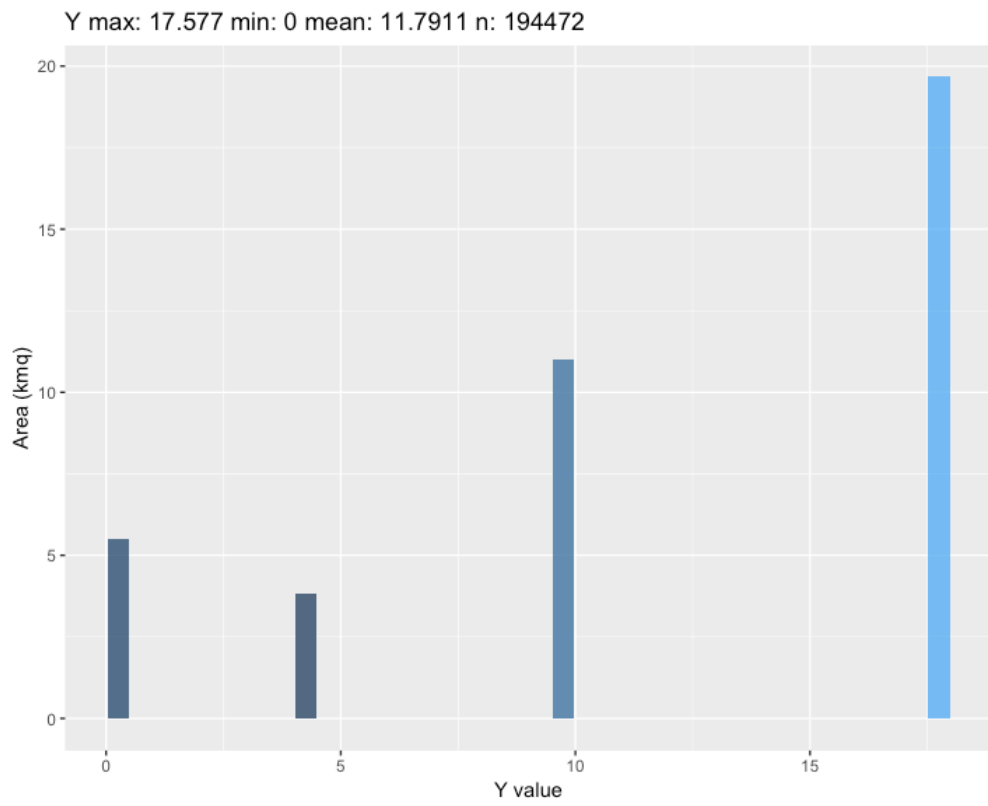
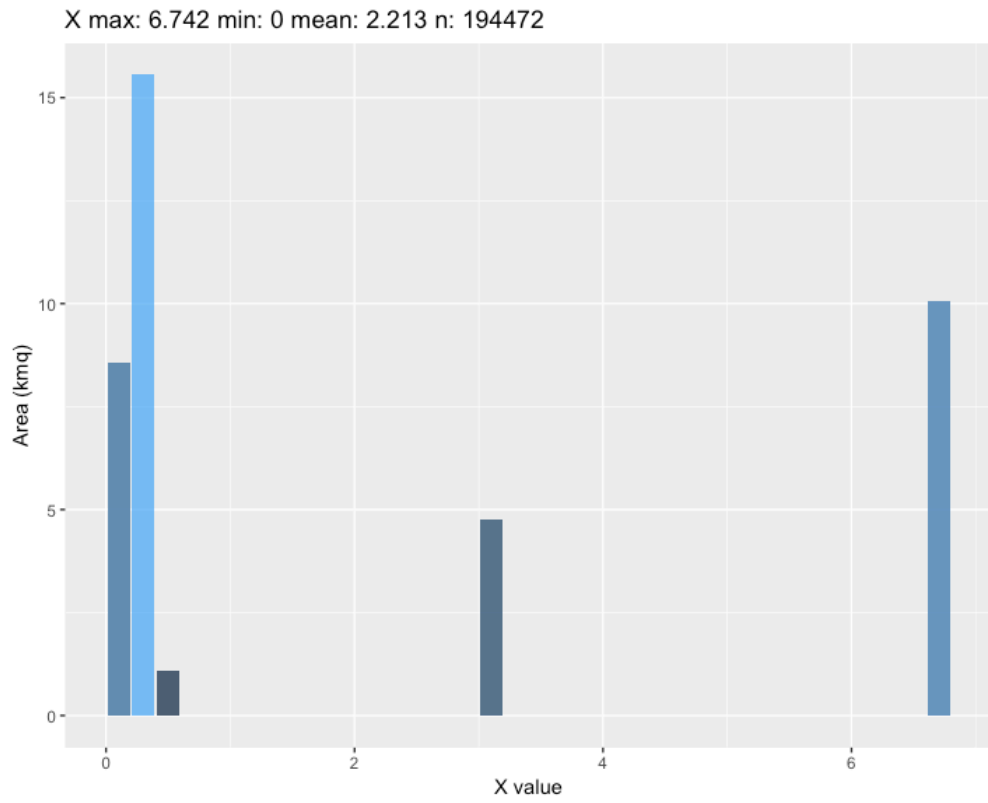


Figura 7-41 Distribuzione spaziale dei coefficienti X (coefficiente inerente l'uso del suolo), Y (coefficiente inerente la litologia) e Z (coefficiente di erosione relativa) (Fiume Savuto)



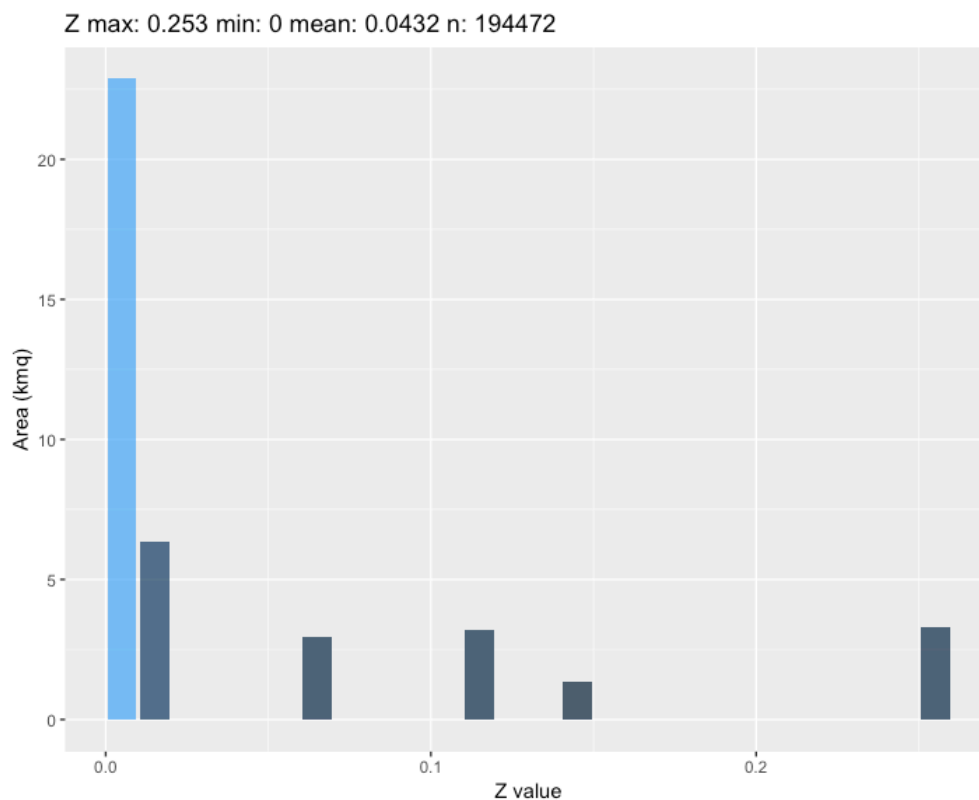


Figura 7-42 Istogramma della distribuzione dei coefficienti X, Y e Z in relazione alla superficie del bacino idrografico, espressa in Km² (Bacino Fiume Savuto)

7.8 Discussione sui risultati ottenuti

Nel lavoro di dottorato è stato applicato il modello dell'erosione potenziale (EPM) (*Gavrilović, 1988*), che risulta uno dei più completi sotto il profilo delle variabili erosionali considerate, inoltre, la sua implementazione all'interno del software GIS attraverso il plug-in EPMGIS-YES ne permette un utilizzo estremamente versatile, consentendo di eseguire velocemente il calcolo per la stima di produzione di sedimenti in maniera automatica su molti bacini idrografici.

Il modello è stato applicato in differenti aree e in bacini di dimensioni variabili. Sono stati scelti più tipologie di bacini, ricadenti in differenti contesti geografici, al fine di avere una corretta calibrazione dei dati di input del modello e una validazione degli output con dati sperimentali di bacini sui quali è stata eseguita un'analisi per la valutazione del trasporto solido.

Una delle principali criticità è stata la scarsa disponibilità di misurazioni dirette del trasporto solido con strumentazione idonea per consentire un'accurata analisi di validazione sui bacini considerati per i casi studio.

Tuttavia, per alcuni bacini presi in considerazione sui quali è stato applicato il metodo, è stato possibile confrontare i risultati finali con i valori presenti in alcuni studi scientifici ed utilizzando i dati prodotti all'interno dei progetti già menzionati inerenti lo studio dell'erosione costiera. In particolare, è stato effettuato il confronto tra valori misurati e simulati per i bacini del Fiume Aron, Fiume Esaro (Farneto del Principe) e Fiume Savuto (Diga).

Le misurazioni dirette derivano da analisi eseguite per lo studio del piano di gestione delle dighe, da strumentazione installata nell'alveo per la valutazione del trasporto solido e dagli output dei modelli idrologici per il calcolo del trasporto solido di fondo.

Tabella 7-45 Tabella riassuntiva in cui vengono riportati i valori reali con i valori stimati dall'applicazione EPMGIS-YES.

Bacino Idrografico	Superficie (km²)	Volumi stimati (m³ km⁻² year⁻¹)	Volumi reali (m³ km⁻² year⁻¹)	Differenze (m³ km⁻² year⁻¹)
Aron	37.48	G_y 142.46	125.63 ¹ 135.62 ²	16.83 6.84
Sfalassà	24.03	W_y 2279.22	-	-
Favazzina	20.46	W_y 925.18	-	-
Cancello	18.27	W_y 477.47	-	-
Riu Solanas	44,03	W_y 286.71	-	-
Esaro (Diga)	245.48	W_y 688.57	703.40 ³	-14.83
Savuto (Diga)	44.68	W_y 450.11	324.53 ⁴	125.58

Sebbene i risultati simulati ottenuti siano confrontabili con il dato misurato c'è da considerare che per avere una buona validazione del metodo è necessario disporre di dati direttamente misurati, attraverso strumentazione specifica (misurazioni dirette del trasporto solido). Nel presente lavoro di dottorato si è fatto riferimento agli output generati dai modelli idraulici che sono essenzialmente basati sulle ipotesi di corrente uniforme, alveo in equilibrio e trascurabile trasporto di materiale in sospensione (*wash load*). In letteratura esistono decine di formule

¹ Valore ottenuto con la formula di Shields, 1936

² Valore ottenuto con la formula di Ackers, 1973

³ Valore riportato nel lavoro di Bazzoffi e Vanino, 2009

⁴ Valore riportato nel PGD - Piano di Gestione dell'Invaso del Savuto, 2011

ed è bene sottolineare che le diverse formule forniscono risultati che possono differire tra loro anche di un ordine di grandezza a partire dagli stessi dati in ingresso e non è quindi facile stabilire quale formula dia il migliore risultato per uno specifico corso d'acqua, visto che nei corsi d'acqua naturali il moto non è mai uniforme e solo raramente permanente e che il *wash load* può diventare un fattore importante (*Cunge et al., 1980*).

Il valore del trasporto solido viene stimato in quasi tutte le procedure proposte come portata in peso per unità di larghezza dell'alveo.

I volumi di trasporto solido ottenuti con i modelli idraulici sono stati confrontati in particolare nel Bacino del Fiume Aron ed hanno mostrato un errore medio minimo e massimo variabile tra il 5% e l'11.8% ($\text{m}^3 \text{ km}^{-2} \text{ year}^{-1}$).

Per quanto riguarda i Bacini del Fiume Esaro e del Fiume Savuto, che come è stato già detto sono stati delimitati con la sezione di chiusura che corrisponde nell'invaso del Lago Farneto del Principe e Lago Savuto rispettivamente, sono stati utilizzati i confronti con i valori d'interrimento proposti in letteratura, che nel primo caso fanno riferimento ai volumi presentati nel lavoro di Bazzoffi e Vanino, 2009 e nel secondo caso alle misure effettuate per il Piano di Gestione dell'Invaso del Savuto (PGD). Gli errori calcolati in questo caso corrispondono al 2% per Farneto del Principe e al 28% per il Lago Savuto, anche in questo caso calcolati come differenza tra volumi reali e simulati dall'applicazione.

Nonostante la criticità sulla disponibilità di dati reali su cui eseguire la validazione, l'applicazione EPMGIS-YES ha mostrato una buona solidità del modello EPM così implementato.

Inoltre, tenendo in considerazione lo studio effettuato dagli autori Dragičević et alii, i quali hanno lavorato sull'analisi di sensitività dei differenti parametri che entrano in gioco nella formula del metodo EPM (*Dragičević et alii, 2017*), è stato possibile intervenire direttamente sui parametri che maggiormente influenzano la produzione di sedimento.

Questo presupposto ha permesso di focalizzare particolarmente l'attenzione sui parametri che maggiormente influenzano la stima di produzione di sedimento. La geologia dell'area indagata, e in particolar modo le caratteristiche litotecniche delle rocce affioranti, la copertura vegetale e quindi l'uso del suolo considerato sono i parametri che influenzano maggiormente il calcolo di W_y , mentre per quanto riguarda l'effettivo trasporto solido alla sezione di chiusura G_y , il parametro ξ ,

che rappresenta il Sediment Delivery Ratio, è quello che incide maggiormente nel risultato finale.

Tabella 7-46 Tabella sull'analisi di sensitività dei parametri utilizzati nel metodo EPM (Dragičević et alii, 2017)

Parameter	Sensitivity class calculated in relation to model output (calculated value for sensitivity index)			Category
	W_a (m ³ /year)	Z (-)	G_y (m ³ /year)	
Soil erodibility coefficient (Y , -)	IV (1.00)	IV (1.01)	IV (1.01)	A
Soil protection coefficient (X_a , -)	III (0.99)	IV (1.00)	IV (1.00)	
Average slope of the study area (J_a , %)	III (0.39)	III (0.39)	III (0.35)	
Coefficient of type and extent of erosion (ϕ , -)	II (0.19)	III (0.20)	III (0.29)	
Temperature coefficient (T , -)	IV (1.01)	-	IV (1.01)	B
Erosion coefficient (Z , -)	IV (1.00)	-	IV (1.00)	
Average annual precipitation (P_a , mm)	III (0.99)	-	IV (1.00)	
Study area (F , km ²)	III (0.99)	-	IV (1.00)	
Average annual temperature (T_0 , °C)	III (0.45)	-	III (0.46)	C
Sediment delivery ratio (ξ , -)	-	-	IV (2.23)	
Drainage density (D_d , km/km ²)	-	-	III (0.99)	
Perimeter of the study area (O , km)	-	-	III (0.50)	
Mean difference in elevation of the study area (z , km)	-	-	III (0.50)	C
Length of the principal waterway (l_p , km)	-	-	II (0.17)	

W_a – total annual volume of detached soil (m³/year); G_y – actual sediment yield (m³/year)

Capitolo 8

8 Conclusioni

La valutazione dei processi erosivi ricopre un ruolo fondamentale nella corretta pianificazione del territorio ed una corretta gestione per la mitigazione delle loro conseguenze. Gli ambiti d'interesse sono relativi alla fruibilità del suolo, inteso come risorsa ambientale ed economica, all'assetto idrogeologico e, non da ultimo, alle interazioni con numerose opere di ingegneria tra cui gli invasi e le opere di derivazione. Per queste ragioni si rivelano di grande interesse applicativo le metodologie per la stima del contributo solido di un bacino idrografico ad opportune scale spaziali e temporali.

La stima di produzione di sedimenti a medio-lungo termine rappresenta, dunque, lo strumento di studio per:

- l'individuazione in fase progettuale di siti da utilizzare come invasi per la produzione di energia elettrica e di stoccaggio e fornitura di acqua per uso umano, agricolo ed industriale;
- la gestione degli invasi artificiali che nel corso degli anni vengono interrati riducendo la capacità volumetrica e di conseguenza la produzione di energia elettrica e di fornitura di acqua per uso umano, agricolo ed industriale.
- la definizione della componente solida mobilitata in occasione di eventi di piena critici o eccezionali che costituisce il principale fattore di rischio

idrogeologico nei bacini idrografici medio piccoli di carattere torrentizio o caratterizzati da elevate capacità di trasporto solido.

- la definizione di politiche integrate di gestione dell'erosione costiera;
- la definizione di politiche di gestione dei bacini idrografici e degli alvei in relazione a specifiche direttive europee, nazionali e regionali (prelievo in alveo, contratti di Fiume) e di attività finalizzate alla gestione dei sedimenti con politiche territoriali a medio-lungo termine nel rispetto degli equilibri del sistema fluvio-torrentizio costiero.
- la definizione di politiche di gestione delle aree agricole interessate da processi erosivi e perdita di produttività e di qualità;

A tal proposito si è fatto ricorso a degli strumenti GIS che svolgono un ruolo chiave nell'esecuzione di algoritmi che consentono di risolvere complesse equazioni matematiche spazialmente distribuite presenti anche nei modelli per la stima della perdita di suolo come l'EPM. Inoltre, utilizzando il linguaggio di programmazione Python e le API messa a disposizione dal software QGIS è stata sviluppata l'applicazione EPMGIS-YES che consente di eseguire il modello EPM direttamente nell'interfaccia grafica del software GIS.

L'applicazione EPM richiede una serie di operazioni di geo-processing su livelli vettoriali e raster prima di arrivare al calcolo finale. Utilizzando il plug-in EPMGIS-YES, tutte le operazioni di geo-processing vengono eseguite automaticamente e rapidamente. Inoltre, l'uso dell'interfaccia GIS consente una facile calibrazione e validazione utilizzando misure dirette dell'accumulo di sedimenti in un bacino chiuso (ad esempio un lago) e/o il confronto con altre stime calcolate con metodi semi-quantitativi per la stima dell'erosione del suolo.

L'analisi EPM, con il metodo classico, fornisce una stima della produzione di sedimenti in tutto il bacino idrografico senza mostrare le aree caratterizzate da una produzione più alta o più bassa. Inoltre, il rapporto di rilascio dei sedimenti (SDR o R) viene calcolato esclusivamente su base geometrica del reticolo idrografico, misurando le lunghezze del reticolo principale e secondario. Questo approccio però porta ad avere errori grossolani dovuti sia al grado di soggettività durante la misura del reticolo idrografico scelto sia alla qualità e all'accuratezza con cui il reticolo è stato creato.

In questo lavoro è stata proposta una formulazione differente per il calcolo del parametro ξ (SDR), tenendo conto solo della morfologia del bacino studiato ed utilizzando il Modello Digitale del Terreno come dato di input per il calcolo

dell'indice di connettività. Quest'ultimo è stato utilizzato per il calcolo del rapporto di rilascio di sedimenti in sostituzione al parametro ξ utilizzato nella formulazione originaria del metodo EPM. Ciò ha permesso di ridurre le criticità dell'applicazione del modello, individuare un parametro di connessione dei versanti del bacino con il nastro trasportatore del sedimento, rappresentato dal reticolo idrografico e definire una metodologia oggettiva attraverso la quale attribuire il coefficiente di resistenza all'erosione ad una roccia/sedimento che non sia collegata alla sola descrizione.

Inoltre, è stata proposta una nuova metodologia di calcolo basata sulla suddivisione del bacino idrografico in una matrice grigliata con dimensioni delle celle variabili. Il modello a "cella quadrata" esegue il calcolo mediante iterazione dell'algoritmo in ciascuna cella; il risultato è una nuova informazione che rappresenta la distribuzione spaziale della stima della produzione di sedimenti. Inoltre, la rappresentazione delle celle tramite l'interfaccia grafica di QGIS facilita la rappresentazione della distribuzione spaziale per i valori di produzione dei sedimenti espressi in m³/anno per ogni cella. Considerando diversi test per diversi bacini idrografici, sono stati confrontati i valori di produzione dei sedimenti ottenuti sia con il metodo classico che con il metodo a celle quadrate. I risultati derivati dal metodo a celle quadrate sono inferiori del 10% rispetto ai risultati ottenuti con quello classico. Questa differenza è dovuta all'area più piccola coinvolta nel calcolo del metodo delle celle lungo il perimetro del bacino.

Il plug-in e il modello a "cella quadrata" sono stati calibrati utilizzando un lago artificiale situato nel settore a monte del fiume Savuto (massiccio della Sila, Calabria centrale). L'applicazione del modello a "celle quadrate" ha permesso di riconoscere celle con valori anomali di produzione di sedimenti (ad es. celle situate molto vicino alla diga) ed escluderle dal calcolo totale.

L'uso del plug-in per la stima e la visualizzazione spaziale delle produzioni di sedimenti consente un'identificazione rapida e altamente dettagliata (a seconda della qualità dei dati di input) delle situazioni critiche, come problemi a livello di bacino di utenza. Queste informazioni possono essere utilizzate in tempi medio-brevi (>1 anno) per pianificare l'uso del suolo, la gestione delle dighe e dei sedimenti fluviali per l'alimentazione delle spiagge, nonché per mitigare i rischi idrogeologici e costieri.

Il plug-in EPMGIS-YES è un software sperimentale sviluppato per questo lavoro di tesi, che è stato testato in diversi bacini dell'area mediterranea.

Attualmente è in corso uno studio applicato nella Regione Sardegna (Italia) all'interno del Progetto MAREGOT in collaborazione con ARPA Sardegna.

Ulteriori sviluppi riguardano la creazione di servizi Web e database dei parametri (geologia, geomorfologia, uso del suolo, pioggia, temperatura, rete di drenaggio) acquisiti dall'integrazione di strumenti tradizionali e innovativi (telerilevamento; weathering, studi sedimentologici e geomorfologici; geo-meccanico petrografico-mineralogico, analisi testuali) e vettorializzato mediante procedura GIS in diversi progetti (ad es. progetti VEROCOST e SMORI POR), necessari per ottenere un'alta risoluzione dei dati di input richiesti dal plug-in EPMGIS-YES. Il servizio Web consentirà di semplificare l'utilizzo del plug-in per incoraggiare la collaborazione con l'università e migliorare l'EPM e renderlo attraente per le autorità pubbliche e i professionisti freelance.

In definitiva, partendo dai metodi semi-quantitativi esistenti per valutare l'erosione e la resa dei sedimenti a livello di bacino, principalmente il metodo EPM di Gavrilović (1988), è stato sviluppato il plug-in PyQGIS EPMGIS-YES che semplifica e velocizza l'applicazione EPM. Grazie alle operazioni di geo-processing automatizzate sui datasets necessari (ad es. Mappe geologiche e di utilizzo del suolo) il plug-in consente di ridurre i tempi di calcolo del 90%. Inoltre, utilizzando il plug-in EPMGIS-YES è possibile non utilizzare valori medi di pioggia e temperatura per l'intero bacino.

La struttura del software, mediante specifiche elaborazione, consente l'utilizzo anche di altri modelli semiquantitativi tipo Erosion Potential Model, RUSLE ed affini.

Bibliografia

- Ackers P., White W.R. (1973). "Sediment transport: new approach and analysis". Proc. ASCE, Journal of the Hydraulics Division, 99 (11), 2041-2050.
- Amini, S., Rafiei, B., Khodabakhsh, S., Heydari, M.: Estimation of erosion and sediment yield of Ekbatan Dam drainage basin with EPM, using GIS. Iranian Journal of Earth Sciences, 2 (2010), pp. 173-180.
- Amiri F. (2010). Estimate of Erosion and Sedimentation in Semi-arid Basin Using Empirical Models of Erosion Potential within a Geographic Information System. Jour. of Air, Soil and Water Research 3, 37-44.
- Auddino M., Dominici C., Viscomi A. (2015) - Evaluation of yield sediment in the Sfalassà Fiumara (south- western, Calabria) by using Gavrilovic method in GIS environment. Rend. Online Soc. Geol. It., 33, pp. 3-7
- Ayres, Q. (1936), Soil Erosion and its Control, McGraw-Hill Book Company,
- Bagherzadeh A, Daneshvae M R M (2010). Estimating and mapping sediment production at Kardeh Watershed by using GIS. In: The 1st International Applied Geological Congress. Mashad Branch, Iran, pp. 1440-1446.
- Bagherzadeh A, Daneshvae, M R M (2011). Sediment yield assessment by EPM and PSIAC models using GIS data in semi-arid region. Frontiers of Earth Science, 5 (2), 207-216.
- Barmaki M, Pazira E, Hedayat N (2012). Investigation of relationships among the environmental factors and water erosion changes using EPM model and GIS. International Research Journal of Applied and Basic Sciences, 3 (5), 945-949.
- Barmaki M., Pazira E, Esmali A (2012). Relationships among environmental factors influencing soil erosion using GIS. Eurasian Journal of Soil Science, 1, 40-44.

- Bazzoffi P (1985). Methods for net erosion measurement in watersheds as a tool for the validation of models in central Italy. In: Proceeding of the Workshop on soil erosion and hillslope hydrology with emphasis on higher magnitude events. Leuven, 27–30 March.
- Bazzoffi P. Vanino S. (2009). L'interrimento degli invasi ad uso irriguo nelle regioni meridionali: Rilievi diretti, metodologie e modellistica. INEA, Istituto Nazionale di Economia Agraria.
- Bazzoffi P., (2008) - Erosione del suolo in relazione alla redazione dei Piani di Gestione degli Invasi: il modello FLORENCE e l'Atlante Italiano della Produzione di Sedimenti dai Bacini Idrografici. CRA-ABP, Firenze.
- Beasley, D. B., L. F. Huggins & E. J. Monke (1980) Answers - a Model for Watershed Planning. Transactions of the Asae, 23, 938-944.
- Beyer Portner, N. (1998). Erosion des bassins versant alpins suisses par ruissellement de surface. PhD Thesis, Laboratoire de Constructions Hydrauliques-LCH, No. 1815, Lausanne, Switzerland.
- Bieniawski, Z.T. (1989). Engineering rock mass classifications. New York: Wiley.
- Borselli, L., Cassi, P., Torri, D., 2008. Prolegomena to sediment and flow connectivity in the landscape: A GIS and field numerical assessment. Catena 75, 268–277.
- Boyce, R. C. (1975) Sediment routing with sediment delivery ratios. In: Present and Prospective Technology for Predicting Sediment Yields and Sources, US Dept. Agric. Publ. ARS-S-40, 61-65.
- Burrough, P., and R.A. McDonnell, 1998. Principles of Geographical Information Systems. Oxford University Press.
- Cavalli, M., Trevisani, S., Comiti, F., Marchi, L., 2013. Geomorphometric assessment of spatial sediment connectivity in small Alpine catchments. Geomorphology 188, 31–41.
- Cersosimo, A.; Larosa, S.; Romano, F.; Cimini, D.; Di Paola, F.; Gallucci, D.; Gentile, S.; Gerald, E.; Nilo, S.T.; Ricciardelli, E.; Ripepi, E.; Viggiano, M. Downscaling of Satellite OPEMW Surface Rain Intensity Data. Remote Sens., 10(11), 1763, 2018
- Chapman, D.V. (Ed.) Water Quality Assessments: A Guide to the Use of Biota, Sediments, and Water in Environmental Monitoring; E&FN Spon, an Imprint of Chapman & Hall: London, UK, 1992.
- Cianflone G., Dominici R., Viscomi A. (2015) - Potential recharge estimation of the Sibari Plain aquifers (southern Italy) through a new GIS procedure. Geographia Technica, 10 (1), pp. 8-18.
- Cunge J.A., Holly F.M. Jr, Verwey A. (1980). Practical aspects of computational river hydraulics, Pitman Publishing Limited, London (UK).
- Da Silva R.M., Santos C.A.G. & Silva A.M. (2014) - Predicting soil erosion and sediment yield in the Tapacura catchment, Brazil. Journal of Urban and Environmental Engineering, 8 (1), 75-82.
- De Roo, A. P. J. (1996) The Lisem Project: an Introduction. Hydrological Processes, 10, 1021-1025.
- De Roo, A. P. J., R. J. E. Offermans & N. Cremers (1996) LISM: a Single-Event, Physically Based Hydrological and Soil Erosion Model for Drainage Basins .2. Sensitivity Analysis, Validation and Application. Hydrological Processes, 10, 1119-1126.

- De Vente, J., Poesen, J.: Predicting soil erosion and sediment yield at the basin scale: scale issues and semi-quantitative models. *Earth-Science Reviews* ,71 (2005) 1-2, pp. 95-125, <http://dx.doi.org/10.1002/esp.1305>
- DHI (1999) SEAGIS: soil erosion assessment using GIS. Documentation and user's guide, version 1.48. Danish Hydraulic Institute, Horsholm, Denmark
- Di Tomaso, E.; Romano, F.; Cuomo, V. Rainfall estimation from satellite passive microwave observations in the range 89 GHz to 190 GHz. *J. Geophys. Res.* 2009, 114, D18203. doi:10.1029/2009JD011746.
- DLWC (1995) Integrated water quantity-quality model, reference manual, DLWC report no. TS94.048. Department of Land and Water Conservation, Parramatta, NSW, Australia
- Doe W. W., Jones D. S., Warren S. D. (1999). *The Soil Erosion Model Guide for the Military Land Managers: Analysis of Erosion Models for Natural and Cultural Resources Applications*. Center for Ecological Management of Military Lands. Colorado State University, Colorado, USA.
- Dominici R., Larosa S., Vacca C. & De Rosa R. (2015). SIGIEC - Sistema Integrato di Gestione dell'Erosione Costiera. XXXVI Corso di Aggiornamento in Tecniche per la Difesa all'Inquinamento. Guardia Piemontese Terme (CS) 17-20 giugno 2015.
- Dragičević N., Karleuša B., Ožanić N. (2017): Erosion Potential Method (Gavrilović method) sensitivity analysis. *Soil & Water Res.*, 12: 51-59.
- Dutta, S. (2016) Soil erosion, sediment yield and sedimentation of reservoir: a review *Model. Earth Syst. Environ.* 2: 123.
- Emmanouloudis D A, Christou O P, Filippidis E (2003). Quantitative estimation of degradation in the Alikamon river basin using GIS. In: De Boer D, Froehlich W, Mizuyama T, Pietroniro A, eds. *Erosion prediction in ungauged basins: integrating methods and techniques*. IAHS Publication 279.
- Federico S., Avolio E., Bellecci C., Pasqualoni L. (2009) - Preliminary results of a 30-year daily rainfall data base in southern Italy. *Atmospheric Research*, 94, pp. 641–651.
- Feng X, Wang Y, Chen L, Fu B, Bai G (2010) Modelling soil erosion and its response to land-use change in hilly catchments Chinese Loess Plateau. *Geomorp* 118:239–248
- Flacke W, Auerswald K, Neufang L (1990) Combining a modified universal soil loss equation with a digital terrain model for computing high resolution maps of soil loss resulting from rain wash. *Catena* 17:383–397
- Flanagan, D. C., J. E. Gilley & T. G. Franti (2007) Water Erosion Prediction Project(WEPP): Development history, model capabilities, and future enhancements. *Transactions of the Asabe*, 50, 1603-1612.
- Foster G.R. (1982). Modeling the erosion process. In Haan, C. T., Johnson, H. P. and Brakensiek, D. L. Eds. *Hydrologic modeling of small watersheds*. American Society of Agricultural Engineers Monograph. 5:297-380.
- Gassman, P.W., M. R. Reyes, C. H. Green, & J. G. Arnold (2007) The Soil and Water Assessment Tool: Historical Development, Applications, and Future Research Directions. *Transactions of the ASABE*. Vol. 50(4): 1211-1250.

- Gavrilović S. (1959) - Méthode de la classification des bassins torrentiels et équations nouvelles pour le calcul des hautes eaux et du débit solide, Vadopriveda, Belgrado.
- Gavrilović S. (1972) - Engineering of Torrents and Erosion. Izgradnja, special issue, Beograd.
- Gavrilović, S.: Inženjering o bujičnim tokovima i eroziji. Izgradnja, special issue, pp 1-292, 1972.
- Gavrilovic, Z., Stefanovic, M., Milovanovic, I., Cotric, .J., Milojevic, M.: Torrent classification - base of rational management of erosive regions. In: IOP Conference Series: Earth and Environmental Science 4 (1), pp. 1-8, 2008.
- Ghazavi R, Vali A, Maghami Y, Abdi J, Sharafi S (2012). Comparison of EPM, MPSIAC and PESIAC models for estimating sediment and erosion by using GIS (case study: Ghaleh – Ghaph Catchment, Golestan Province). *Geography and Development*, 10 (27), 30-32.
- Ghobadi Y, Pirasteh S, Pradhan B, Ahmad N B, Shafri H Z BM, Sayyad G A, Kabiri K (2011). Determine of correlation coefficient between EPM and MPSIAC models and generation of erosion maps by GIS techniques in Baghmalek watershed, Khuzestan, Iran. In: *Proceedings of the 5th Symposium on Advances in Science and Technology SASTech*, Mashhad, Iran, pp. 1-12.
- Globevnik L, Holjevik D, Petkovsek G, Rubinic J (2003). Applicability of the Gavrilovic method in erosion calculation using spatial data manipulation techniques.” In: De Boer D, Froehlich W, Mizuyama T, Pietroniro A, eds. *Erosion prediction in ungauged basins: integrating methods and techniques*. IAHS Publication 279.
- Grayson, R., I. Moore, and T. McMahon (1992), Physically based hydrologic modeling, 1, a terrain-based model for investigative purposes, *Water Resources Research*, 28 (10), 2639 – 2658.
- Hairsine, P. B., and C. W. Rose (1992a), Modeling water erosion due to overland flow using physical principles, 1, sheet flow, *Water Resources Research*, 28 (1), 237 – 243.
- Hanley N, Faichney R, Munro A, Shortle JS (1998) Economic and environmental modelling for pollution control in an estuary. *J Environ Manag* 52:211–225
- Hillel D. (1998). *Environmental soil Physics*. Academic Press, New York. pp. 771.
- Hirschi, M. C. & B. J. Barfield (1988) KYEMO- A physically based research erosion model. Part I: Model development *Transactions of the American Society of Agricultural Engineers* 31, 804-813.
- Hjulström F. (1935). Studies of geomorphological activity of rivers illustrated by the river Fyris. *Uppsala Univ. Geol. Inst. Bull.*, 25, p. 221-527.
- Hofierka, J., Mitasova, H., Neteler, M., 2009. Geomorphometry in GRASS GIS. In: Hengl, T. and Reuter, H.I. (Eds), *Geomorphometry: Concepts, Software, Applications*. *Developments in Soil Science*, vol. 33, Elsevier, 387-410 pp.
- Horn, B. K. P. Hill Shading and the Reflectance Map. *Proceedings of the IEEE*. 1981, 69(1), 14-47. Inc, New York.
- Jamshidi, R., Dragovich, D., Webb, A.A., 2013. Distributed empirical algorithms to estimate catchment scale sediment connectivity and yield in a subtropical region. *Hydrol. Process*.
- Johanson RC, Imhoff JC, Davis HH (1980) User manual for the Hydrologic Simulation Program—Fortran (HSPF). U.S. Environmental Protection Agency, Office of Research and Development, Environmental Research Laboratory, Athens, EPA-600/9-80-105, p 678

- Johnson YW (1943) Distribution graphs of suspended-matter concentration. *Tran ASCE* 108:941–964
- Kandel D. D., Western A. W., Grayson R. B., Turrall H. N. (2004). Process parameterization and temporal scaling in surface runoff and erosion modelling. *Hydrological Processes*. 18:1423–1446.
- Kinnell PIA (2004) Sediment delivery ratios: a misaligned approach to determining sediment delivery from hillslopes. *Hydrol Process* 18:3191–3194.
- Kirkby MJ, Jones RJA, Irvine B, Gobin A, Govers G, Cerdan O, Van Rompaey AJJ, Le Bissonnais Y, Daroussin J, King D, Montanarella L, Grimm M, Vieillefont V, Puigdefabregas J, Boer M, Kosmas C, Yassoglou N, Tsara M, Mantel S, Van Lynden GJ, Huting J (2004) Pan-European soil erosion risk assessment: the PESERA map, version 1 October 2003 Explanation of Special Publication Ispra 2004 No. 73 (S.P.I.04.73), European Soil Bureau Research Rep. No. 16, EUR 21176 and map in ISO B1 format, European Comm. Joint Research Centre, Ispra/Institute for Environment and sustainability. Available from: Office for Official Publ. of the European Communities, Luxembourg
- Kirkby, M. J., R. Abrahart, M. D. McMahon & J. Shoa (1988) MEDALUS soil erosion Models for global change. *Geomorphology*, 24, 35-39.
- Knisel, W. G. & E. Turtola (2000) GLEAMS model application on a heavy clay soil in Finland. *Agricultural Water Management*, 43, 285-309.
- Knisel, W. G. 1980. CREAMS: A field Scale model for Chemicals, Runoff and Erosion From Agricultural management Systems. In *Conservation Research Report* Washington: US Department of Agriculture.
- Leonard, R. A., W. G. Knisel & F. M. Davis (1995) Modelling pesticide fate with GLEAMS. *European Journal of Agronomy*, 4, 485-490.
- Ling, T.Y.; Soo, C.L.; Sivalingam, J.R.; Nyanti, L.; Sim, S.F.; Grinang, J. Assessment of the Water and Sediment Quality of Tropical Forest Streams in Upper Reaches of the Baleh River, Sarawak, Malaysia, Subjected to Logging Activities. *J. Chem.* 2016, 2016, 8503931.
- Littleboy M, Silburn DM, Freebairn DM, Woodruff DR, Hammer GL, Leslie JK (1992) Impact of soil erosion on production in cropping systems. I. Development and validation of a computer simulation model. *Aust J Soil Res* 30:757–774
- Mao L., Carrillo R., Escauriaza C., Iroume A. (2015). Flume and field-based calibration of surrogate sensors for monitoring bedload transport. *Geomorphology* 253, 10-21.
- Marble D.E., Calkins H.W., Peuquet D.J. (1984), *Basic readings in geographic information systems*, SPAD Systems, Willimsville, New York.
- Marchi L., Cavalli M., Amponsah W., Borga M., Borselli L., Comiti F., Crema S., Mondini A., Vela A.L. & Viero A. (2013). Studio dei processi idrologici, idraulici e geomorfologici e della pericolosità ad essi associata nel bacino del Torrente Pogliaschina (Val di Vara, Provincia della Spezia), 182 pp.
- Marinos P. & Hoek E., (2000). GSI: a geologically friendly tool for rock mass strength estimation, *Proc. Geo Eng 2000 Conference*, Melbourne. 1422-1442.
- Merritt WS, Letche RA, Jakeman AJ (2003) A review of erosion and sediment transport models. *Environ Mod Soft* 18:761–799

- Milanesi L, Pilotti M, Clerici A, Gavrilovic Z (2015). Application of an improved version of the erosion potential method in Alpine areas. *Italian Journal of Engineering Geology and Environment*, 1, 17-30.
- Misra RK, Rose CW (1990) Manual for use of program GUEST. Div. of Australian Environmental Studies Rep. Griffith University, Brisbane, Australia, p 4111
- Morgan, R. P. C., J. N. Quinton, R. E. Smith, G. Govers, J. W. A. Poesen, K. Auerswald, G. Chisci, D. Torri & M. E. Styczen (1998) The European Soil Erosion Model (EUROSEM): A dynamic approach for predicting sediment transport from fields and small catchments. *Earth Surface Processes and Landforms*, 23, 527-544.
- Musgrave GW (1947) The quantitative evaluation of factors in water erosion: a first approximation. *J Soil Water Conserv* 2:133–138
- Nearing, M. A., G. R. Foster, L. J. Lane & S. C. Finkner (1989) A Process-Based Soil-Erosion Model for Usda-Water Erosion Prediction Project Technology. *Transactions of the Asae*, 32, 1587-1593.
- O'Connell, P., and E. Todini (1996), Modelling of rainfall, flow and mass transport in hydrological system: an overview, *Journal of Hydrology*, 175 (1), 3–16.
- O'Loughlin EM (1986) Prediction of surface saturation zones in natural catchments by topographic analysis. *Water Resour Res* 22:794–804
- Persicani D. (1989) – “Elementi di scienza del suolo – dalla pedogenesi alle correlazioni ambientali”, Milano, Casa Ed. Ambrosiana, pp.478
- Pimentel D. & Burgess M. (2013). Soil erosion threatens food production. *Agriculture* 3, 443-463.
- Prosser IP, Young WJ, Rustomji P, Hughes AO, Moran CJ (2001c) A model of river sediment budgets as an element of river health assessment. In: *Proceedings of the international congress on modelling and simulation (MODSIM'2001)*, pp 861–866
- Rahman M.R., Shi Z.H. & Chongfa C. (2009). Soil erosion hazard evaluation — An integrated use of remote sensing GIS and statistical approaches with biophysical parameters towards management strategies. *Ecological Modelling* 220, 1724–1734.
- Recking A., Liébault F., Peteuil C. & Jolimet T. (2012). Testing bedload transport equations with consideration of time scales. *Earth Surf. Process. Landf.* 37 (7), 774-789.
- Renard KG, Laursen EM (1975) Dynamic behavior model of ephemeral streams. *J Hydrol Div* 101:511–526
- Renard, K. G., G. R. Foster, G. A. Weesies & J. P. Porter (1991) RUSLE - Revised Universal Soil Loss Equation. *Journal of Soil and Water Conservation*, 46, 30-33.
- Rendon-Herrero O (1978) Unit sediment graph. *Water Resour Res* 14:889–901
- Renfro, W. G. (1975) Use of erosion equation and sediment delivery ratios for predicting sediment yield. In: *Present and Prospective Tecnology for Predicting Sediment Yields andSources*. US Dept. Agric, Publ. ARS-S-40, 33-45.
- Rickenmann D., Turowski J.M., Fritschi B., Klaiber A. & Ludwig A. (2012). Bedload transport measurements at the Erlenbach stream with geophones and automated basket samplers. *Earth Surf.Process.Landforms.* 37 (9), 1000-1011.
- Rinaldi M., Piégay H. & Surian N. (2010). Geomorphological approaches for river management and restoration in Italian and French rivers. In: *Simon, A., Bennett, S., Castro, J., Thorne, C.R.*

- (Eds), *The Scientific Basis for Stream Restoration in Dynamic Fluvial Systems: Deterministic Approaches, Analyses and Tools*. AGU, in press.
- Rose CV, Williams JR, Sander GC, Barry DA (1983) A mathematical model of soil erosion and deposition process. I. Theory for a plane element. *Soil Sci Soc Am J* 47:991–995
- Rudra, R., W. Dickinson, D. Clark & G. Wall (1986) GAMES-A Screening Model of Soil Erosion and Fluvial Sedimentation on Agricultural Watershed. *Canadian Water Resources Journal*, 11, 58-71.
- Scesi L., Papini M., Gattinoni P. (2003) – “Geologia Applicata – applicazioni ai progetti di ingegneria civile” – Casa Editrice Ambrosiana
- Schmidt, J., M. Werner & A. Michael (1999) Application of the EROSION 3D model to the CATSOP watershed, The Netherlands. *Catena*, 37, 449-456.
- Shields, A. (1936) *Application of Similarity Principles and Turbulence Research to Bed-Load Movement*. California Institute of Technology, Pasadena (Translate from German).
- Sivapalan M., Jothityangkoon C., Jothityangkoon C. (2002). Linearity and nonlinearity of basin response as a function of scale: Discussion of alternative definitions. *Water Resources Research*. 38(2):1012-1017.
- Smith RE, Goodrich DC, Quinton JN (1995) Dynamic, distributed simulation of watershed erosion: the KINEROS2 and EUROSEM models. *J Soil Water Conserv* 50:517–520
- Smith T.R., Menon S., Start and Estes J.L. (1987). Requirements and principles for the implementation and construction of large-scale geographic information systems. *Int. J. GIS* 1:13.31
- Soil Web. SoilWeb/Soil Management/Soil Erosion; The University of British Columbia: 2003. Available online: http://wiki.ubc.ca/LFS:SoilWeb/Soil_Management/Soil_Erosion (disponibile al 25-10-2019).
- Stocking, M. A. & H. A. Elwell (1973) Soil erosion hazard in Rhodesia. *Rhodesia Agricultural Journal* 70, 93– 101.
- Takken I, Beuselinck L, Nachtergaele J, Govers G, Poesen J, Degraer G (1999) Spatial evaluation of a physically-based distributed erosion model (LISEM). *Catena* 37:431–447
- Tangestani M H (2006). Comparison of EPM and PSIAC models in GIS for erosion and sediment yield assessment in a semi-arid environment: Afzar catchment, Fars Province, Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 27 (5), 585-597.
- Tazioli A (2009). Evaluation of erosion in equipped basins, preliminary results of a comparison between the Gavrilovic model and direct measurements of sediment transport. *Environmental Geology*, 56, 825-831.
- Teklehaimanot G. (2003) – “Use of simple field tests and revised MMF model for assessing soil erosion: case study Lom Kao Area, Thailand”, ITC-MSc Thesis;
- Terranova O.G., Bodini A., Coscarelli R., Gariano S. L. & Iaquina P. (2013). Stima dell’erosività` annua delle piogge in Calabria tramite analisi di frequenza regionale. *Ital. J. Agrometeorology* 2, 13–24
- Tosic R, Dragicevic S (2012). Methodology update for determination of the erosion coefficient. *Glasnik Srpskog Geografskog Društva*, 92 (1), 11-26.

- USEPA (U.S. Environmental Protection Agency) (1994) SWRRBWQ: window's interface users guide. U.S. Environmental Protection Agency, Washington, DC
- Vacca C., Dominici R. (2015) - Preliminary considerations on the application of the Gavrilović method in GIS environment for the calculation of sediment produced by the catchment area of the Stilaro Fiumara (Calabria south-east). *Rend. Online Soc. Geol. It.*, 33, pp. 104-107.
- Vacca C., Dominici R. & Mao L. (2016c). Calcolo dell'interrimento sviluppato in ambiente GIS. Il caso studio della diga di Rimasco (Piemonte, Italia). *Gisday2016*, Rende - Unical, 16 Novembre 2016.
- Vanoni, V. A. (ed) (1975) *Sedimentation Engineering. Manuals & Reports on Engineering Practice*, no. 54, ASCE, New York, USA.
- Vertessey RA, Watson FGR, Rahman JM, Seaton SP, Chiew FH, Scanlon PJ, Marston FM, Lymbuner L, Jeanelle S, Verbunt M (2001) New software to aid water quality management in the catchments and waterways of the south-east Queensland region. In: *Proceedings of the 3rd Australian STREAM MANAGEMENT CONF.* Brisbane, 2, pp 611–616
- Vigiak, O., Borselli, L., Newham, L.T.H., McInnes, J., Roberts, A.M., 2012. Comparison of conceptual landscape metrics to define hillslope-scale sediment delivery ratio. *Geomorphology* 138, 74–88.
- Viney NR, Sivapalan M (1999) A conceptual model of sediment transport: application to the Avon River Basin in Western Australia. *Hydrol Process* 13:727–743
- Walling DE (1983) The sediment delivery problem. *J Hydrol* 65:209–237.
- Williams JR (1978) A sediment graph model based on an instantaneous unit sediment graph. *Water Resour Res* 14:659–664
- Williams, J. R., K. G. Renard & P. T. Dyke (1983) Epic - a New Method for Assessing Erosions Effect on Soil Productivity. *Journal of Soil and Water Conservation*, 38, 381-383.
- Wischmeier, W. H. & D. D. Smith (1978) *Predicting rainfall erosion losses: A guide to Conservation Planning.* Washington DC: US Department of Agriculture Hand Book 537 US Government Printer Office.
- Woolhiser DA, Smith RE, Goodrich DC (1990) KINEROS, a kinematic runoff and erosion model: documentation and user manual U.S. Dept. of Agriculture, Agricultural Research Service, ARS-77, p 130
- Young RA, Onstad CA, Bosch DD, Andersen WP (1989) AGNPS: a nonpoint-source pollution model for evaluating agricultural watersheds. *J Soil Water Conserv* 44:168–173
- Zafirah, N.; Nurin, N.A.; Samsurijan, M.S.; Zuknik, M.H.; Rafatullah, M.; Syakir, M.I. Sustainable Ecosystem Services Framework for Tropical Catchment Management: A Review. *Sustainability* 2017, 9, 546.
- Zemljic M. (1971) - Calcul du débit solide-Evaluation de la végétation comme un des facteurs antiérosif. *International Symposium Interpraevent*, Villaco.