



Renzo Rosso

Ordinario di Costruzioni Idrauliche e Marittime e Idrologia nel Politecnico di Milano dal 1986

CONSULENZA TECNICO SCIENTIFICA

NELL'AMBITO DEL PROGETTO

SHAKEUP-2

**CARATTERIZZAZIONE IDROLOGICA DEL REGIME DI
PIENA IN LOMBARDIA:**

BACINI TRIBUTARI DEL LAGO DI COMO

**MAPPATURA DELL'INDICE DI
ASSORBIMENTO E DEL MASSIMO VOLUME
SPECIFICO DI RITENZIONE POTENZIALE
DEL TERRENO**

RELAZIONE FINALE

Aprile 2004

© Renzo Rosso

Milano, Aprile 2004

Indice

Premessa	5
1. Introduzione	7
2. L'area di Studio	9
2.1. I bacini tributari del Lago di Como	9
2.2. La Valtellina	9
2.3. La Valle del Mera	11
3. Cenni al Sistema Informativo Geografico	13
3.1. Generalità	13
3.2. Il modello dei Dati	14
3.3. La rappresentazione dei Dati	14
3.4. Componenti di un Sistema Informativo Geografico	15
Database spaziale e degli attributi	15
Sistema di visualizzazione	15
Sistema di digitalizzazione	16
Sistema di analisi geografica	16
3.5. Utilizzo di GIS a scopo Idrologico	16
Aspetti generali	16
4. Basi Cartografiche Digitali di Riferimento	18
4.1. Dati di Base	18
4.2. La Bacinizzazione della Valtellina	18
4.3. Il Bacino Idrografico	20
Morfometria e topografia	21
Delimitazione del bacino idrografico	22
4.4. Cartografia Geolitologica	22
4.4. Cartografia di uso del suolo.....	26
Uso dei Suolo e risposta idrologica.....	26
Destinazione d'Uso dei Suoli Agricoli e Forestali (DUSAF).....	28
Legenda DUSAF.....	28
4.5. Modello Digitale del Terreno (DTM 20).....	32
5. Modelli Idrologici di Riferimento	35
5.1. La modellazione degli eventi di piena.....	35
Generalità.....	35
Il rifiuto del terreno	36
La dispersione idrografica.....	40
5.2. Metodo SCS Curve Number.....	41
Generalità.....	41
Parametrizzazione in base al tipo idrologico e all'uso del suolo	43
Applicazione a ietogrammi non uniformi.....	44
Metodo SCS-CN e Antico Metodo Italiano	49
5.3. Metodo Topografico - <i>Top Model</i>	56
5.4. Modello Topologico Lineare di Dispersione Idrografica.....	60
5.5. Impiego del Software FLEA	62

6. Parametrizzazione del Metodo SCS-CN in base alla Cartografia Tematica	63
6.1. Introduzione.....	63
6.2. Gruppi idrologici del suolo.....	63
6.3. L'uso del suolo in Valtellina	69
6.4. La massima capacità di ritenzione idrica del terreno	71
6.5. Mappatura del massimo potenziale di ritenzione idrica, <i>S</i> , e del parametro di assorbimento, <i>CN</i>	72
6.6. Il Bacino del Fiume Mera.....	82
7. Esperimenti di Validazione.....	86
7.1. Introduzione.....	86
7.2. Validazione del Metodo SCS-CN in base a Osservazioni Giornaliere	87
7.3. Validazione del Metodo SCS-CN tramite Simulazione	93
Introduzione	93
Pre-elaborazioni per l'applicazione di TOP MODEL	94
La rete fluviale della Valtellina e applicazione del modello TIUH Weibulliano.....	96
Calibrazione dei modelli di riferimento.....	100
Eventi critici di riferimento.....	101
Eventi idro-meteorologici "sintetici" per ogni bacino di riferimento.....	104
8. Criteri di costruzione della base informativa per l'applicazione della metodologia VAPI GNDCI.....	109
8.1. Introduzione e generalità	109
8.2. Fattore di crescita.....	110
8.3. Portata indice	110
8.4. Base cartografica digitale e costruzione di un applicativo in ambiente GIS.....	111
8.5. Esempio di sviluppo per un caso saliente: Adda a Valpola.....	113
Il caso di studio	113
Metodo della traslazione scala-invariante	114
Applicazione delle formule regressive	115
Metodo Geomorfoclimatico	116
Metodo della Simulazione dell'Evento Critico	117
9. Applicazioni avanzate di modellistica idrologica basata sulla rappresentazione cartografica a tubi di flusso	121
9.1. Generalità	121
9.2. Il Modello a Tubi di Flusso	122
La partizione del bacino idrografico.....	122
Studio dei flussi idrologici nel suolo.....	123
Il deflusso superficiale	124
Processi erosivi	124
Frane Superficiali.....	125
9.3. Applicazione Sperimentale del modello al Torrente Mallaro	127
10. Riferimenti Bibliografici	130
APPENDICE. Linee guida per l'applicazione della metodologia VAPI del CNR GNDCI per la valutazione della portata al colmo di piena.	
CD ALLEGATO. Cartografia digitale dell'indice di assorbimento e del massimo volume specifico di ritenzione potenziale del terreno.	

Premessa

Questa relazione viene resa in seguito all'incarico di consulenza tecnico-scientifica, contrattualmente esecutivo dal 15 Ottobre 2004, nell'ambito del progetto SHAKEUP-2 in tema di *CARATTERIZZAZIONE IDROLOGICA DEL REGIME DI PIENA IN LOMBARDIA: BACINI TRIBUTARI DEL LAGO DI COMO*, affidato dall'ARPA Lombardia al Prof. Ing. Renzo Rosso. Nell'ambito di questo progetto di ricerca, sviluppato dalla stessa ARPA Lombardia, il Prof. Renzo Rosso è stato incaricato di formulare i criteri e i metodi per la caratterizzazione idrologica del regime di piena in Lombardia, con particolare riferimento ai bacini tributari del lago di Como, sviluppando i seguenti aspetti tematici:

- (1) identificare, di concerto con ARPA Lombardia, la metodologia appropriata per la definizione della rete idrografica a partire dalle basi cartografiche digitali disponibili;
- (2) procedere alla mappatura del massimo volume specifico di ritenzione potenziale del terreno, utilizzando il supporto cartografico sopra identificato;
- (3) fornire le linee guida per la costruzione della base informativa necessaria all'applicazione della metodologia VaPi del CNR GNDICI ai fini delle previsioni statistiche della portata di piena.

A conclusione della consulenza tecnico scientifica il prof. Renzo Rosso redige la presente dettagliata relazione dell'attività, presentando qui, in forma testuale i risultati del programma della consulenza tecnico scientifica e allegando su supporto CD la cartografia ottenuta nell'ambito del progetto stesso.

Nello svolgimento della consulenza il Prof. Ing. Renzo Rosso si è avvalso della collaborazione dell'Ing. Carlo De Michele e dell'Ing. Maria Cristina Rulli, ricercatori nel Politecnico di Milano.

I risultati della consulenza tecnico scientifica sono individuati nella:

- definizione del supporto digitale di rappresentazione dei flussi idrologici nelle reti idrografiche per i bacini tributari del lago di Como;
- formulazione dei criteri di parametrizzazione del metodo SCS-CN (indice di assorbimento *CN*, massimo volume specifico di ritenzione potenziale del terreno, fattore di assorbimento iniziale) esportabili nell'intero territorio della Lombardia;
- nell'applicazione sperimentale di tali criteri e nello sviluppo della relativa tecnica di valutazione del massimo volume specifico di ritenzione potenziale del terreno a scala di bacino, identificato dai punti griglia del reticolo idrografico, ossia riferito all'area di bacino idrografico che viene sottesa dal generico punto di griglia territoriale appartenente alla rete idrografica per i bacini tributari del Lago di Como;
- nella conseguente mappatura dell'indice di assorbimento *CN*, massimo volume specifico di ritenzione potenziale del terreno e del fattore di assorbimento iniziale per l'intero territorio della Lombardia integrabile nell'ambiente GIS sopra identificato;

Ulteriori risultati dell'attività svolta riguardano:

- la formulazione dei criteri di costruzione della base informativa necessaria alla valutazione di piena tramite applicazione della metodologia VaPi del CNR GNDCI di valutazione delle piene fluviali in un contesto georeferenziato, con riferimento ai bacini tributari del lago di Como; e
- l'applicazione sperimentale di un metodo innovativo di rappresentazione a tubi di flusso per un sottobacino di piccole dimensioni dotato di cartografia digitale ad alta risoluzione, individuato in accordo con il committente ARPA Lombardia.

In proposito alla valutazione del potenziale di assorbimento delle acque meteoriche da parte dei suoli, che rappresenta il cuore della consulenza e al quale è dedicata la maggior parte della presente relazione, bisogna rilevare come la cronica e persistente carenza di dati idrometrici ponga seri limiti allo sviluppo degli studi idrologici e, di conseguenza, alla gestione delle risorse idriche e alla difesa del suolo. In questo contesto si è condotto un tentativo innovativo di applicazione del concetto di “realtà virtuale” per ovviare a tali carenze, ma bisogna riconoscere come soltanto la disponibilità di osservazioni accurate e continue possa garantire la qualità delle valutazioni idrologiche necessaria allo sviluppo sostenibile della Lombardia.

1. Introduzione

Il progetto SHAKEUP-2 è focalizzato sui principali bacini tributari del lago di Como (v. Capitolo 2) ma i risultati delle attività condotte in questo ambito sono anche orientate a una rapida e immediata estrapolazione delle metodologie all'intero territorio lombardo.

Al fine d'identificare la rete e i bacini idrografici a partire da basi cartografiche digitali a diversa risoluzione spaziale (v. Capitolo 3) considerando le diverse tipologie di dati cartografici, vettoriali e matriciali, utilizzabili allo scopo di determinare il grafo dei percorsi di scorrimento superficiale delle acque e il sottoinsieme delle canalizzazioni effemeriche e permanenti, sono state esaminate diverse modalità di applicazione dei tradizionali algoritmi di riconoscimento basati su rappresentazione "raster" e di un innovativo metodo a tubi di flusso basato sulla rappresentazione "contour-line" (v. Capitolo 9). Al fine di ottenere una uniforme ed efficiente rappresentazione del territorio ai fini idrografici e idrologici si è scelto, di comune accordo con la committente ARPA Lombardia, di adottare la procedura delineata nel rapporto "Generazione delle linee di impluvio e displuvio e calcolo dei parametri morfologici dei sottobacini elementari appartenenti al territorio della Valtellina", condotto dal Dott. Alberto Carrara del CNR-IEIIT di Bologna per conto della Regione Lombardia, che individua la bacinizzazione della Valtellina denominata "Val30k", con passo di campionamento 20x20 metri (v. Capitolo 4).

Per la valutazione del ruscellamento superficiale in ragione della natura e dell'uso del suolo bisogna giocoforza fare riferimento a un modello idrologico di riferimento. Nel contesto di SHAKEUP-2 si è stabilito di ricorrere al noto metodo SCS-CN del Soil Conservation Service, di cui le recenti applicazioni nell'ambito del progetto VaPi del CNR GNDCI hanno fornito confortanti risultati sotto diversi aspetti, che vanno dalla capacità di sintesi idrologica alla possibilità di valutare con attenzione gli effetti antropici legati alle modificazioni di uso del suolo [Rosso & Rulli, 2002]. Questo modello di riferimento viene descritto nel Capitolo 5, assieme ad altri modelli idrologici utilizzati, come vedremo, allo scopo di calibrare e validare il metodo scelto.

Ai fini della mappatura del massimo volume specifico di ritenzione potenziale del terreno tramite l'utilizzazione del metodo SCS-CN del Soil Conservation Service, sono state quindi sviluppate le modalità di associazione tra l'informazione qualitativa sulla natura geo-litopedologica del terreno e sull'uso del suolo al fine di valutare quantitativamente il parametro adimensionale *CN* (acronimo di Curve Number). L'impostazione del lavoro ha seguito le più recenti indicazioni in materia per l'applicazione del metodo in Italia e viene illustrata in dettaglio nel Capitolo 6. Essa prevede la ri-calibrazione e la validazione delle regole associative in base all'analisi delle piene salienti per le quali si dispone di osservazioni congiunte di precipitazione e portata a fine risoluzione temporale (ietogramma e idrogramma) nei bacini dotati di stazioni di misura. In assenza di dati idrometrici sufficienti tale attività è stata condotta secondo una duplice linea di sviluppo. In primo luogo, per eseguire una validazione globale di larga massima si sono utilizzati i dati giornalieri, che sono disponibili soltanto fino all'anno 1970, utile a valutare le prestazioni del modello cartografico-idrologico sul complesso dell'area in esame (Adda chiuso a Fuentes). Inoltre, per eseguire una validazione di dettaglio si è costruita una "realtà virtuale", generando idrogrammi sintetici

tramite un modello più sofisticato (e quindi a parametrizzazione più complessa). Questo modello di realtà virtuale è stato calibrato in base ai pochissimi dato orari di afflussi e deflussi oggi disponibili e, quindi, è stato estrapolato in alcuni sottobacini salienti, dove si è condotto un confronto tra la realtà virtuale così generata e i risultati del modello in esame, ottenuti con il metodo SCS-CN (v. Capitolo 7).

Poiché l'applicazione della metodologia VaPi del CNR GNDCI ai fini della previsione statistica della portata di piena richiede la valutazione della "portata indice" nei siti fluviali di interesse, e tale valutazione può seguire diverse tecniche in funzione della disponibilità di dati idrologici e delle caratteristiche del sito idrografico e del bacino da questi sotteso, a tal fine debbono essere integrati diversi insiemi di parametri idrologici, rappresentativi dei vari processi di genesi e formazione della piena fluviale. A tal fine sono stati anche identificati i percorsi logici e individuate le tecniche di stima appropriate per l'applicazione della metodologia nell'area di studio, al fine di poter successivamente predisporre la base informativa necessaria alla valutazione di piena (v. Capitolo 8). In Appendice sono anche riportate le linee guida per l'applicazione della metodologia VaPi del CNR GNDCI al territorio lombardo.

Una particolare menzione merita infine l'applicazione sperimentale dell'innovativo metodo a tubi di flusso basato sulla rappresentazione "contour-line" che viene presentato nel Capitolo 9. Si dimostra infatti come questo tipo di impostazione sia in grado di migliorare in modo sensibile le attuali capacità di prevedere i flussi idrologici all'interno del bacino idrografico. Allo stato attuale non è ancora pensabile un'applicazione "a tappeto" di questa metodologia, ma si può soltanto prevederne l'utilizzo per eseguire "zoom" in aree di particolare interesse per suscettibilità al rischio idrogeologico e ambientale. Se nel prossimo futuro gli sviluppi informatici della cartografia digitale e del calcolo automatico avranno la stessa intensità del recente passato, si può peraltro prevedere come in breve tempo anche questo tipo di impostazione possa divenire una pratica di routine.

2. L'area di Studio

2.1. I BACINI TRIBUTARI DEL LAGO DI COMO

Il lago di Como, o Lario, è un profondo lago subalpino di tipo naturale, regolato artificialmente; raggiunge una profondità di 410 m, ha una superficie di 145 Km² e si estende nel territorio lombardo delle province di Como e Lecco. Due dei maggiori affluenti del lago di Como sono i fiumi Adda e Mera, che sfociano nel bacino settentrionale; il lago riceve l'Adda all'altezza di Colico, mentre nei pressi di Sorico, si immette il Mera (v. Figura 2.1). I bacini idrografici di questi due corsi d'acqua sono i principali bacini tributari del lago di Como, il quale si presta come invaso naturale del deflusso di questi due grandi fiumi.

Il bacino del Mera si estende dal confine italo-svizzero, per tutta la Valle di Chiavenna, e termina con l'immissione del fiume nel lago di Como, laddove sottende un bacino idrografico ha un'area complessiva di circa 544 Km².

Il bacino dell'Adda, il più esteso della Lombardia, ha una superficie di circa 7927 Km², di cui il 70% in territorio montano. La lunghezza complessiva del fiume è di circa 313 Km. Il tratto del corso d'acqua a cui si fa riferimento, inizia dalla sorgente, situata sopra Bormio; percorre il fondovalle della Valtellina, tra le Alpi Retiche a Nord, e tra le Alpi Orobie a Sud, per poi sfociare nel lago di Como.

2.2. LA VALTELLINA

La Valtellina è una valle lombarda molto estesa ed eterogenea sospesa fra Lombardia e Centro Europa, al limite occidentale delle Alpi Retiche meridionali. Essa occupa un territorio interamente montuoso che si estende per oltre 3200 Km² e con un'altitudine che varia dai 200 m del Trivio di Fuentes e i 4021 m della punta Perrucchetti del monte Bernina. Costituisce la maggiore delle valli alpine longitudinali: tagliata trasversalmente sul versante interno del sistema montuoso, è formata dalla confluenza dell'alta valle dell'Adda (la Val di Fraele), della Val Viola, della Val di Braulio e della Valfurva e si sviluppa sino al lago di Como, attraversata per tutta la sua lunghezza dal corso dell'Adda.

La dorsale del confine italo-svizzero, dove si elevano le cime del Pizzo Bernina (4052 m), del Pizzo Scalino (3323 m), del Monte Disgrazia (3678 m) separa a Nord la Valtellina dall'alta Engadina; a Nord-Est, oltre il Passo dell'Aprica, la Valtellina è limitata dalla dorsale sudoccidentale del gruppo Ortles-Cevedale (Ortles: 3899 m; Cevedale: 3764 m); a Sud, le Alpi Orobie la separano dalle pianura lombarda; a Ovest, la valle si apre sul lago di Como.

La fisionomia della Valtellina è caratterizzata dai ripidi fianchi discendenti nell'ampio e livellato fondovalle, che manifestano l'origine glaciale quaternaria della vallata, riempita in fasi geologiche successive da residui alluvionali delle acque fluviali.

Si possono distinguere due diversi caratteri geomorfologici. Nella parte inferiore della vallata, in cui si estendono i coni di deiezione e gli ampi terrazzi fluvio-glaciali, si osservano versanti assai sfasati, fondo vallivo ampio (fino a 2 km) e fianchi a dolce pendio; mentre a monte di Mazzo, si presenta in modo più netto il carattere glaciale, con la presenza di gole rocciose molto strette, che continuano fino all'ampia conca di Bormio, oltre la quale la Valtellina torna a chiudersi tra spalle ripidissime.

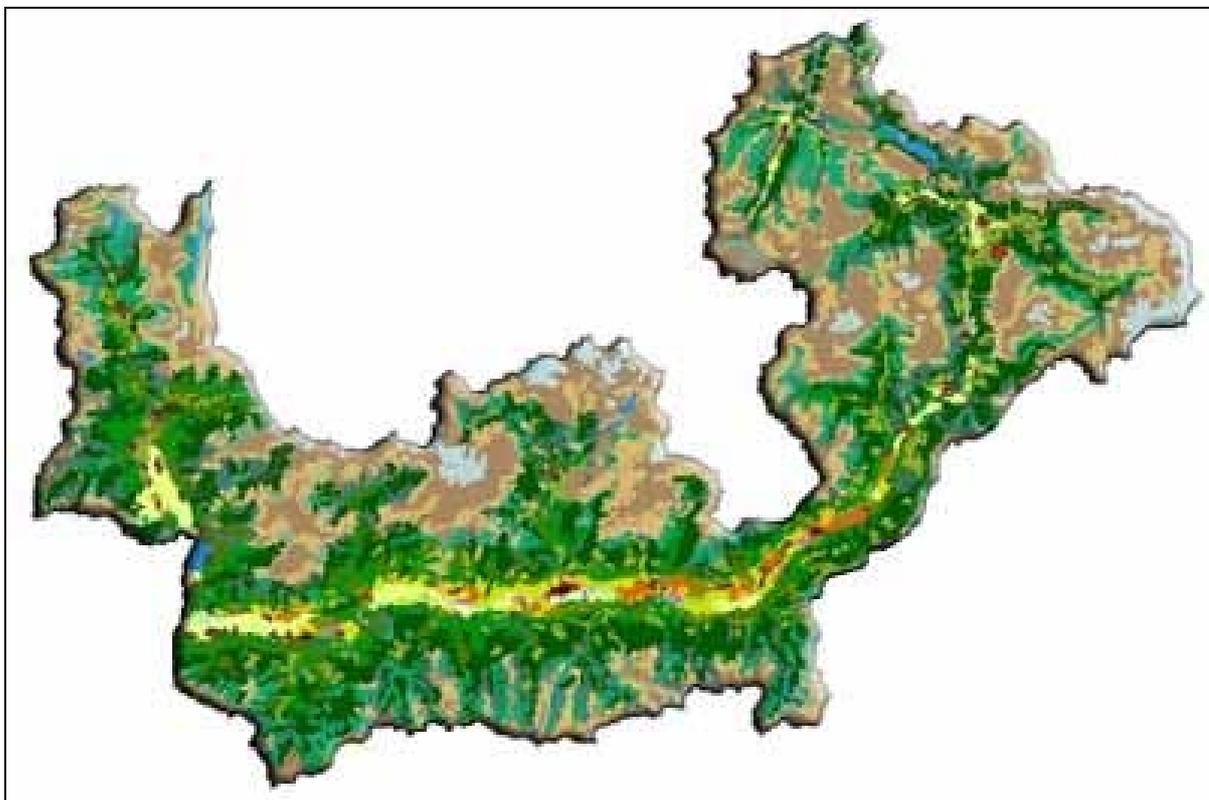


Figura 2.1 - L'area di studio.

Le catene montuose che circondano la Valtellina risultano di più facile attraversamento nel versante settentrionale, dove si aprono il Passo dello Stelvio (2757 m) di comunicazione con la Val Venosta; il Passo Viola (2450 m, nella valle omonima) e il Passo di Foscagno (2291 m) per il passaggio nella Valle di Livigno e nell'alta Engadina; il giogo di Santa Maria (2501 m) che collega la conca di Bormio con la Val Monastero; il Passo di Gavia (2621 m) collegante la Valfurva con l'alta Val Camonica, dominato dal Corno dei Tre Signori (3359 m); il Passo del Bernina (2323 m) e, nella valle del Mera, quello del Maloja (1815 m) per l'accesso all'Engadina Svizzera; il Passo dello Spluga (2118 m), tra la Valle di San Giacomo e quella del Reno Posteriore. Il versante meridionale è valicabile agevolmente solo nel Passo dell'Aprica (1181 m), che si insella all'altezza di Tresenda e comunica con la Val Camonica. Da questo valico inizia la catena delle Alpi Orobie, che si sviluppa ad Ovest sino al lago di Como, e si eleva nella cima del Monte Venerecolo (2580 m), del Monte Gleno (2883 m), del gruppo del Pizzo del Coca (3052 m), del Pizzo Redorta (3037 m) e del Pizzo del Diavolo di Tenda (2941 m). Dalla conca di Bormio, alle falde dell'Ortles-Cevedale, la vallata scende incassata in direzione Nord-Sud, restringendosi fra la cima de'Piazzini (3439 m) e il monte

Sobretta (3296 m), e scorrendo poi amplissima nella sezione mediana, dilatandosi nella conca di Tirano.

Sul solco vallivo principale si innestano, superato Sondalo, alcune valli laterali, di cui le più importanti discendono dal versante settentrionale: la Val Grosina, la Val di Poschiavo che, compresa quasi interamente in territorio elvetico, confluisce presso Tirano; la Valmalenco, che dal gruppo del Bernina sfocia a Sondrio; la Val Masino, la Valle San Giacomo e la Valle di Chiavenna.

Dalle valli orobiche, più numerose ma generalmente molto brevi e scarsamente abitate, la principale è la Valle del Bitto di Gerola, che dal Pizzo dei Tre Signori (2554 m) si innesta presso Morbegno.

Gli scenari sono estremamente differenti e caratterizzati da una ricca varietà di paesaggi naturali e diversi usi del suolo: le alte cime dei monti che dominano il Passo dello Stelvio o la zona di Livigno, le boschive e più basse montagne della zona di Morbegno o la zona dei vigneti attorno a Sondrio. Nella media e nella bassa valle la diversa esposizione degli opposti versanti influisce notevolmente sulla vegetazione dominante: intensamente coltivato quello settentrionale, dove le colture dal fondovalle si estendono sui terrazzi naturali e nei conoidi fluviali fino ad elevate altitudini; ricoperto di boschi di conifere e di castagneti, il versante meridionale presenta uno scarso sfruttamento agricolo.

Il fondovalle è solcato dal corso del fiume Adda, che dalle sorgenti situate sotto il Passo di Val Alpisella (2285 m) fino al Lario, si snoda in territorio valtellinese per circa 115 km; il fiume, a carattere torrentizio per tutto il primo tratto, attraversata la Val di Fraele entra nella conca di Bormio, dove vi confluiscono le acque del Braulio e del Viola (discendenti dalle valli omonime) e del Frodolfo, che percorre la Valfurva; dopo Tirano ha corso più tranquillo e riceve da destra il torrente Roasco, il Mallerio e il Masino, oltre che numerosi piccoli affluenti del versante orobico; nella sezione inferiore solca il Pian di Spagna, zona un tempo acquitrinosa e malarica, oggi bonificata, e sfocia nel lago di Como presso Colico.

Il clima è prevalentemente umido, rigido durante i mesi invernali e mite nel periodo estivo.

La popolazione si distribuisce tra numerosi centri abitati e piccoli borghi situati nel fondovalle o lungo le pendici terrazzate meglio esposte al sole. I maggiori insediamenti urbani sono Sondrio, Bormio, Sondalo, Tirano, Teglio, Morbegno.

L'economia della Valtellina è legata allo sviluppo del settore industriale, oltre all'importanza dell'agricoltura e dalle attività vitivinicole. Notevole rilevanza assume l'industria idroelettrica, con le numerosi centrali di produzione che sfruttano le acque del bacino dell'Adda (Premadio, Fraele, Braulio, Covero, Grosotto, Stazzona, Belviso, Venina, Sondrio); una certa consistenza hanno ancora le attività estrattive (nella Valmalenco) e le industrie tessili ed alimentari presenti a Sondrio ed in alcuni centri minori (a Morbegno), oltre al settore terziario del turismo, in grande espansione negli ultimi trent'anni.

2.3. LA VALLE DEL MERA

Il Mera è un fiume alpino italo-svizzero, che raggiunge la lunghezza di 57 km, dei quali 37 in territorio italiano; nasce in Svizzera (Grigioni) con il nome di Maira e percorre la Val Bregaglia, per poi proseguire in Valle di Chiavenna, nella provincia di Sondrio; a sud di Chiavenna, riceve sulla destra il Liro, nella Valle di San Giacomo, quindi piega verso Sud-

Sud Est, attraverso il piano di Chiavenna; forma il lago di Mezzola, scorre nel paludoso Piano di Spagna e si getta nel lago di Como, poco dopo Sorico.

Il tratto che va dalle sorgenti alla confluenza col torrente Liro è tipicamente torrentizio. In territorio elvetico oltre a numerosi piccoli affluenti, riceve i torrenti Maroz e Duana e già dopo pochi chilometri ha una discreta portata. Lungo tutto il percorso il fiume presenta la caratteristica morfologia fluviale di tipo “*pool and riffes*”, dove piccole buche si alternano ad altre più profonde create da grossi massi incastrati o da gole scavate nella roccia viva, che rendono il paesaggio molto suggestivo e pittoresco. Nei pressi del confine italo-svizzero, le acque del torrente, finora limpide, cambiano improvvisamente colore, a causa dell’invaso idroelettrico dell’Albigna, che rilascia acqua velata e carica di sedimenti, i quali vanno a depositarsi nel bacino di Villa di Chiavenna subito dopo il confine. Immediatamente dopo lo sbarramento, il Mera, che prima aveva una discreta portata, vede rilasciare in alveo il quantitativo d’acqua necessario al funzionamento di targa delle turbine della centrale idroelettrica più a valle. Proseguendo a valle del bacino artificiale, la pendenza si fa più accentuata. Prima di raggiungere la confluenza con il torrente Liro, il Mera riceve altri affluenti tra i quali il Valtura, l’Aurosina e l’Acquafraggia.

Il secondo tratto del corso d’acqua, con caratteristiche più o meno omogenee, si colloca tra la confluenza del torrente Liro e il ponte presso l’abitato di S. Pietro. In questa zona il fiume cambia radicalmente pendenza: l’alveo non scorre più incassato tra sponde e grossi massi, ma presenta un graduale e costante addolcimento con relativa diminuzione della velocità della corrente e aumento della larghezza dell’alveo. Le buche si fanno più ampie e lunghe e i massi sono sostituiti da ciottoli sempre più levigati e arrotondati scendendo progressivamente verso valle. Lungo questo tratto la portata aumenta sensibilmente grazie al contributo del Liro e di altri affluenti, come lo Schiesone e il Boggia, la cui acqua ritorna in superficie dopo essere scomparsa nell’ultimo tratto del loro alveo per via dei potenti materassi alluvionali.

La terza ed ultima parte ha inizio dall’abitato di San Pietro e ha termine nel lago di Mezzola. Questo tratto è caratterizzato da un fondale costituito prevalentemente da ciottoli di medio piccole dimensioni, sabbia e sedimenti a tratti fangosi. Il Mera qui assume le caratteristiche di un vero e proprio fiume di fondovalle; lo scorrimento delle acque diventa molto più lento, la portata aumenta in modo considerevole e grosse buche si alternano a brevi raschi. Gli argini si allargano notevolmente, a tal punto che sembra talvolta di immergersi in un ambiente dove l’opera dell’uomo ancora non si è fatta sentire; queste caratteristiche concedono ampio spazio alla vegetazione e permettono al fiume di divagare, variando liberamente l’assetto del proprio alveo in risposta alle condizioni idro-meteorologiche. La notevole differenza di portata del fiume rispetto ai tratti precedenti è anche da attribuire alle acque di rilascio della centrale idroelettrica posta appena sopra il ponte di San Pietro. L’apporto delle acque regolate da questa struttura è tanto importante da determinare la limpidezza e la portata del tratto a valle, tanto che le escursioni del livello tra la notte e il giorno (talvolta persino nell’arco di uno stesso giorno) sono notevoli e improvvise; naturalmente assieme alla portata varia bruscamente la temperatura dell’acqua.

Il fiume riprende poi a scorrere oltre il lago di Mezzola, per terminare il suo corso, sfociando nel lago di Como, nei pressi di Colico.

3. Cenni al Sistema Informativo Geografico

3.1. GENERALITÀ

Un Sistema Informativo Geografico, o **GIS** (acronimo inglese di *Geographical Information System*), è un sistema informatico per l'acquisizione, la conservazione, l'analisi e la visualizzazione di dati geografici; viene definito "sistema" in quanto costituito da un insieme di risorse tecnologiche (componenti hardware e software delle macchine informatiche) e umane, che interagiscono tra loro.

Caratteristica essenziale di un GIS è la capacità di gestire dati geografici, dati relativi ad elementi od oggetti presenti sulla superficie terrestre, quindi con una precisa collocazione spaziale rispetto ad un sistema di riferimento, le cui coordinate ne definiscono la posizione.

E' importante mettere in risalto il valore della componente informativa del sistema, per indicare come l'importanza dell'acquisizione e della gestione delle informazioni in esso contenute, sia alla base dell'utilizzo del GIS in qualsiasi ambito lavorativo. La creazione di un *database* informatico che ne costituisce la base informativa indispensabile, si presenta come l'operazione più consistente del lavoro di organizzazione e di sviluppo di un Sistema Informativo Geografico, in termini di impiego di risorse umane, tecniche, temporali e finanziarie. I *database* spaziali vengono creati per rappresentare modelli del mondo reale, approfonditi e predisposti in funzioni delle particolari esigenze e applicazioni dei diversi utilizzatori e per diversi fini d'analisi: esiste una grande varietà di fenomeni e situazioni per cui i sistemi GIS vengono impiegati; per tal ragione, si spiega una grande quantità e diversità dei sistemi software e hardware presenti nel settore GIS.

Una delle caratteristiche peculiari che distinguono un Sistema Informativo Geografico da altri sistemi grafici, è proprio la capacità dei software GIS di utilizzare in modo integrato dati grafici e descrittivi, ovvero di lavorare con *database* spaziali sui quali operare analisi di vario tipo e complessità. A ciascuno degli oggetti grafici presenti nel *database* possono essere associati dati descrittivi (attributi) variabili generalmente in funzione del settore di applicazione.

3.2. IL MODELLO DEI DATI

In un GIS, tutti gli oggetti presenti sulla superficie terrestre sono rappresentati mediante tre caratteristiche essenziali:

- la **geometria**
- la **topologia**
- gli **attributi**

La *geometria* riproduce la forma degli oggetti e viene ricondotta a tre elementi base:

- punto
- linea
- poligono

Un punto viene utilizzato per riprodurre elementi puntiformi, come può essere un punto quotato, un pozzo, o la posizione di una stazione meteorologica.

La linea definisce elementi a sviluppo lineare come una strada, una linea elettrica o un corso d'acqua.

Il poligono definisce aree chiuse, come un edificio, un lago, un affioramento geologico.

La *topologia* è l'insieme delle informazioni che riguardano le mutue relazioni spaziali tra i diversi elementi, come la connessione, l'adiacenza o l'inclusione: ad esempio viene specificato se un arco è comune a due poligoni adiacenti, o se un poligono è completamente racchiuso all'interno di un altro.

Gli *attributi* rappresentano i dati descrittivi dei singoli oggetti reali. Per un elemento puntiforme, rappresentante un pozzo, gli attributi possono ad esempio essere costituiti dalla profondità, l'anno di perforazione, mentre per una stazione meteorologica, la temperatura dell'aria o le precipitazioni, oppure per una strada, la larghezza o il tipo di pavimentazione.

3.3. LA RAPPRESENTAZIONE DEI DATI

Nei GIS possono essere utilizzate due diverse tecniche di rappresentazione dei dati:

- **vettoriale**
- **raster**

Nella rappresentazione *vettoriale*, un punto è definito da una coppia di coordinate mentre una linea o un poligono sono identificate mediante le coordinate di un insieme di punti (vertici) che, connessi tra loro tramite segmenti retti o curvilinei, formano la rappresentazione grafica dell'oggetto considerato.

Nella rappresentazione *raster*, l'area d'analisi presa in considerazione dall'utente è suddivisa in un insieme di celle (*grid map*) in ciascuna delle quali viene registrato l'attributo presente. Ad ogni cella viene quindi assegnato tramite l'attributo, un valore numerico.

In un Sistema Informativo Geografico le diverse categorie di oggetti presenti sulla superficie terrestre, sono distinte in diversi elaborati, definiti generalmente, "coperture" (*covers*) nel

caso di una rappresentazione vettoriale, o “strati” (*layers*) se si utilizza una rappresentazione raster. Ogni elaborato contiene quindi una diversa caratteristica o tematismo e la sovrapposizione di queste *covers* o *layers*, ricrea ciò che è la situazione reale che si sta analizzando e modellando.

I dati in formato raster occupano generalmente più memoria dei dati in forma vettoriale in quanto, ad ogni cella viene assegnato un attributo e la memoria ubicata nel computer dipende dalla risoluzione con cui si creano i file raster, ovvero la grandezza delle singole celle con cui si è discretizzata l’area d’interesse (esistono in ogni modo tecniche di compattazione dei dati che limitano questo inconveniente). Il vantaggio dell’utilizzo di questo formato è che lo spazio geografico è uniformemente definito in un modo semplice e prevedibile. In tal modo i sistemi raster hanno generalmente più potenza analitica dei sistemi vettoriali nello studio dello spazio continuo e sono pertanto adatti all’analisi di dati che presentano una continua variabilità nello spazio, come le temperature, l’altimetria, le precipitazioni, ecc. Questi sistemi trovano quindi un’applicazione ottimale nella valutazione di problemi che includono numerose combinazioni matematiche di dati appartenenti a diversi tematismi. Sono quindi eccellenti nella valutazione di modelli ambientali. Infine, dal momento che le immagini da satellite impiegano una struttura raster, la maggior parte di questi sistemi possono facilmente incorporare ed elaborare dati di questo tipo.

3.4. COMPONENTI DI UN SISTEMA INFORMATIVO GEOGRAFICO

Per quanto all’utente un GIS possa apparire come un unico programma di calcolo, in realtà esso è tipicamente suddiviso in un certo numero di componenti, o elementi con funzionalità diverse. Nella maggior parte dei Sistemi Informativi Geografici si possono comunemente individuare determinate parti essenziali:

Database spaziale e degli attributi

E’ costituito da un’insieme di mappe e di informazioni associate, in forma digitale. Dal momento che nel *database* sono contenuti oggetti, o elementi, della superficie terrestre, è possibile distinguere una banca dati spaziale in cui vi sono informazioni inerenti alla geografia (forma e posizione) degli oggetti ed una banca dati degli attributi che descrive le caratteristiche, o qualità, degli stessi oggetti. Così è possibile, ad esempio, avere il perimetro di una porzione di superficie poligonale definito nel *database* spaziale mediante le coordinate dei vertici e alcune sue caratteristiche, come la litologia, il tipo di suolo, la pendenza media, contenute nel *database* degli attributi.

In alcuni sistemi le due banche dati sono rigidamente distinte, mentre in altri sono strettamente collegate a formare un’unica entità.

Sistema di visualizzazione

Contiene quelle componenti che permettono la visualizzazione di elementi del *database* per produrre mappe sia sullo schermo che su un supporto cartaceo tramite stampante o plotter. La maggior parte dei sistemi GIS non riproducono rappresentazioni grafiche estremamente sofisticate, delegando ad altri software specificatamente progettati per la creazione di elaborati di alta qualità.

Sistema di digitalizzazione

E' costituito da un programma per convertire dati cartografici in forma digitale e quindi passibili di elaborazione tramite il software GIS. Gli strumenti comunemente utilizzati sono composti da una tavola grafica (o digitalizzatore) e da uno scanner.

Sistema di analisi geografica

Caratteristica fondamentale di un GIS, che lo distingue dai tradizionali Sistemi di Gestioni delle Basi di Dati (DBMS, *DataBase Management System*), è la capacità di confrontare differenti entità in base alla loro topologia.

Se dispone di diversi elaborati di uno stesso territorio, avendo quindi diverse *covers* o *layers* rappresentanti distinti tematismi, è possibile individuare quelle aree in cui un particolare tematismo risulta associato ad un altro, pur non presentando i due, la stessa topologia (infatti la forma e la distribuzione delle varie porzioni di territorio occupate dei due diversi *layers* può risultare sostanzialmente differente). Questo tipo di operazione, molto usato nei GIS, è definito sovrapposizione (*overlay*), equivalente all'operazione manuale di sovrapposizione di carte trasparenti contenenti tematismi diversi. E' un'operazione non effettuabile con i comuni DBMS per la mancanza delle informazioni topologiche degli oggetti analizzati.

3.5. UTILIZZO DI GIS A SCOPO IDROLOGICO

Aspetti generali

Per sviluppare il seguente lavoro ci si è serviti delle potenzialità di un *software* GIS in grado di ricavare tutte le informazioni necessarie a raggiungere gli obiettivi prefissati, sia da cartografia vettoriali, che da mappe raster.

Nel presente studio è stato usati un sistema GIS appartenente alla categoria dei software *desktop mapping* e con questo termine inglese, si definisce un software che integra le potenzialità proprie di un potente strumento di analisi geografica, con l'ambiente operativo grafico comune per la maggior parte dei personal computer. Il *desktop mapping* costituisce pertanto una parte importante della componente software presente all'interno di un sistema di elaborazione complesso qual è un GIS. La "filosofia" del *desktop mapping*, che potremmo tradurre alla lettera con "cartografia da tavolo", si basa sul concetto di dato spaziale, intendendo con questo termine tutti quei fenomeni (oggetti, avvenimenti) per i quali è possibile individuare una localizzazione sulla superficie terrestre. A tal proposito si può parlare di componente spaziale dei dati (ed è stimato che la maggior parte dei dati di comune utilizzo - almeno l'80% - possiede una componente spaziale) in relazione alle specifiche caratteristiche che consentono di descriverne la posizione geografica e la forma geometrica.

Il GIS utilizzato è un sistema altamente modulare ed estendibile tramite il concetto delle "estensioni". Le estensioni costituiscono una tecnica moderna per aggiungere funzionalità al software e per distribuire applicazioni utente; ogni estensione è costituita da gruppi di funzioni omogenee e relativa interfaccia di accesso (form, bottoni, ecc.) che vengono caricate dinamicamente all'interno del GIS. Oltre tra le estensioni che fanno parte del prodotto di base sono state utilizzate delle estensioni specifiche all'obiettivo del presente studio quali: l'estensione del **GeoProcessing** che permette all'utente di creare un nuovo *database*, composto da *file* in formato vettoriale, basato sulle mappe a disposizioni in una *view* di un progetto in esecuzione. Nella maggior parte dei casi, l'utente è in grado di modificare le

proprietà geometriche dei *files* in uso, controllando le caratteristiche e gli attributi che si vogliono evidenziare in una determinata analisi geografica; l'estensione **Hydro** è un'estensione che volge un notevole supporto informatico per diverse elaborazioni in campo idraulico, idrologico ed idrogeologico. E' in grado di fornire diverse informazioni spaziali geografiche e territoriali, quali la suddivisione dell'area di interesse in bacini e sottobacini, nonché la loro delimitazione, l'area e il perimetro (*watershed processing*), oltre alla generazione della **rete idrografica**, basata sulla morfologia e la topografia del DEM a disposizione (*stream network processing*). Queste operazioni vengono precedute da elaborazioni preliminari, che creano *files* raster e vettoriali di supporto: Arc Hydro prevede il "riempimento" delle depressioni (assegnando alla relativa cella il valore minimo delle celle circostanti) riscontrate nel DEM (*fill sinks*), in modo da ottenere un ulteriore DEM, in cui non vi siano zone atte all'accumulazione dell'acqua di deflusso superficiale laddove la caratteristiche idrauliche del territorio non lo prevedano. Inoltre è prevista la generazione di altre mappe grid, fondamentali per delineare quello che sarà il deflusso sul suolo a seguito di eventi piovosi: vengono definite le direzioni di deflusso (*flow direction*) e le zone di accumulazione (*flow accumulation*). Da questi ultimi *files* è possibile ricavare le informazioni necessarie per ricostruire una mappa raster che riproduca la rete idrografica.

4. Basi Cartografiche Digitali di Riferimento

4.1. DATI DI BASE

La mappatura del CN e del massimo potenziale di ritenzione idrica, S, e la validazione idrologica del metodo SCS-CN per il territorio della Valtellina è il risultato finale di un lavoro di sovrapposizione ed elaborazione di diversi *layer* cartografici digitalizzati: ci si è serviti di una suddivisione in bacini ed embacini dell'area di interesse, di una carta geolitologica e di una mappatura dell'uso del suolo per ricavare un valore di CN ed S per ogni singolo embacino, e si è usufruito di un Modello Digitale del Territorio (DEM) come base per tutte le varie elaborazioni che hanno condotto alla validazione dei suddetti valori dei parametri CN ed S ricavati.

4.2. LA BACINIZZAZIONE DELLA VALTELLINA

Per svolgere un'analisi in dettaglio dell'area di interesse, ci si è serviti dei risultati del progetto "Generazione delle linee di impluvio e displuvio e calcolo dei parametri morfologici dei sottobacini elementari appartenenti al territorio della Valtellina", condotto per la Regione Lombardia dal Dott. Alberto Carrara del CNR-IEIIT di Bologna, che individua la bacinizzazione della Valtellina (denominata "Val30k", con passo di campionamento 20x20 metri).

Si ha così a disposizione, uno studio approfondito sul territorio appartenente ai bacini idrografici dei fiumi Adda, Mera, Spol e Reno di Lei (v. Fig. 4.1.1), con una superficie complessiva di quasi 3300 kmq, per cui è stato generato automaticamente in reticolo pienamente connesso e ordinato delle linee di drenaggio e dei relativi spartiacque, calcolati i principali parametri morfologici di ciascun sottobacino ed emi-sottobacino (versanti principali) elementare in cui l'area in esame è stata suddivisa.

Tale elaborato cartografico è stato derivato da un modello digitale del terreno (DEM) e da un reticolo idrografico digitalizzato, entrambe ottenuti dalla carta tecnica della Regione Lombardia. Tramite il DTM, è possibile l'identificazione delle linee di impluvio e displuvio nelle aree collinari e montuose, mentre la rete fluviale integra l'informazione altimetrica per le aree pianeggianti prive di una caratterizzazione morfologica adeguata.

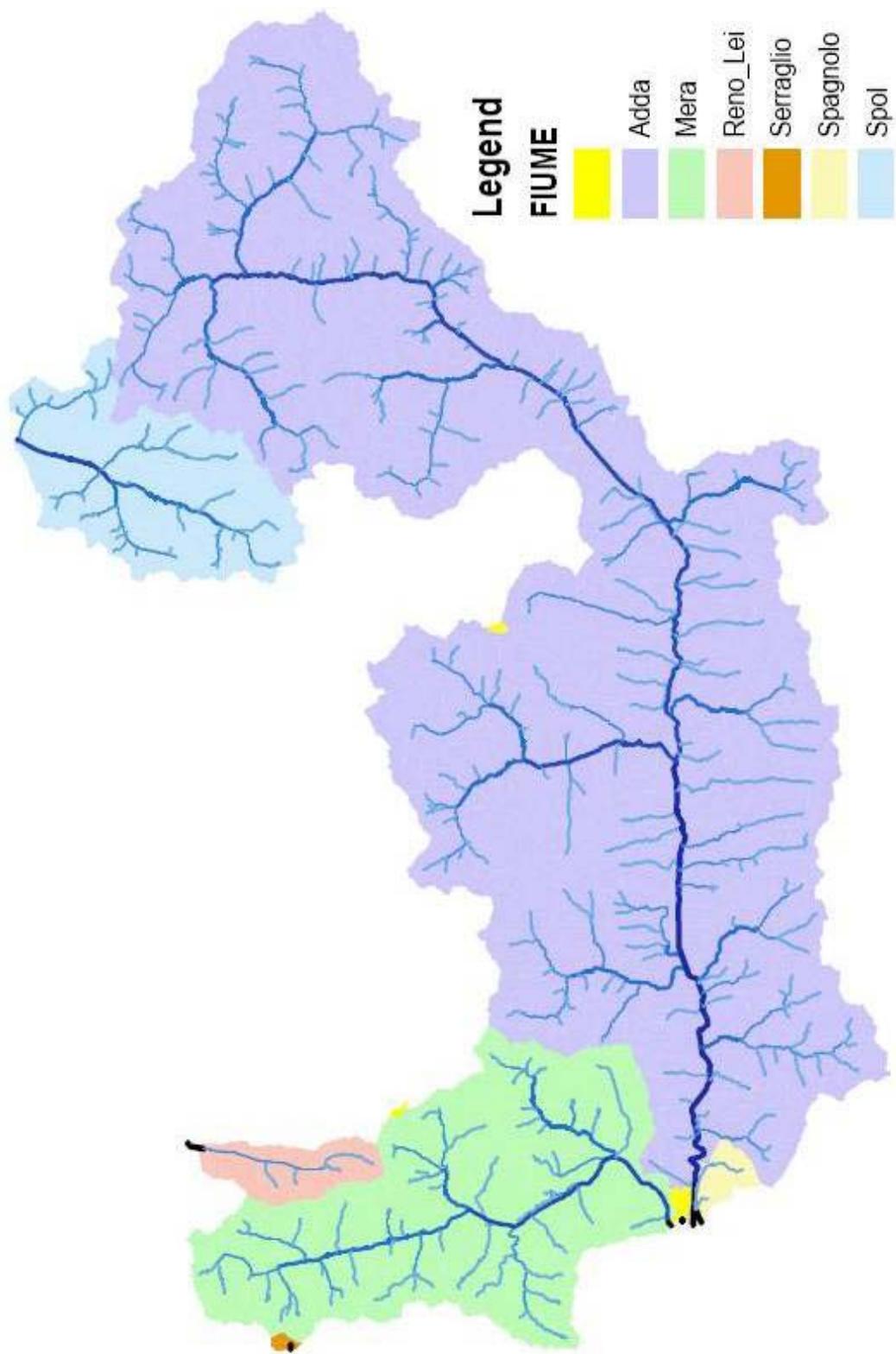


Fig. 4.1.1 – Bacinizzazione della Valtellina, secondo i corsi d’acqua principali.

4.3. IL BACINO IDROGRAFICO

Per comprendere al meglio come utilizzare la bacinizzazione “val30k”, viene presentata una descrizione generale di ciò che è un bacino e quali sono le caratteristiche fisiche ed idrauliche che interessano lo studio qui sviluppato.

Per una fissata sezione trasversale di un corso d’acqua, si definisce **bacino idrografico** o **bacino tributario apparente** l’entità geografica costituita dalla proiezione su un piano orizzontale della superficie scolante sottesa alla suddetta sezione. L’aggettivo “apparente” si riferisce alla circostanza che il bacino viene determinato individuando, sulla superficie terrestre, lo spartiacque superficiale senza tenere conto che particolari formazioni geologiche potrebbero provocare in profondità il passaggio di volumi idrici da un bacino all’altro.

Il bacino idrografico viene definito come il luogo dei punti da cui le acque superficiali di provenienza meteorica ruscellano verso il medesimo collettore, posto alla sezione di chiusura [Puglisi, 1977]. In altri termini, il bacino idrografico è **l’unità fisiologica** che raccoglie i deflussi superficiali, originati dalle precipitazioni che si abbattano sul bacino stesso, che trovano recapito nel corso d’acqua naturale e nei suoi diversi affluenti.

La definizione di bacino idrografico in termini di estensione areale, conseguente alla sua delimitazione, è condizionata dall’individuazione della sua **sezione di chiusura** (o sezione terminale). Se quest’ultima coincide con la foce del corso d’acqua, ovvero si esamina il bacino nella sua interezza, dalle propagini più montane fino allo sbocco a mare (o a lago), il bacino viene denominato *principale*. Se invece la sezione di chiusura è una qualunque sezione fluviale posta a monte della foce, il bacino ad essa sotteso viene denominato *secondario* o *sottobacino*.

All’interno del bacino idrografico distinguiamo tra **rete idrografica**, o reticolo fluviale, e **versanti**.

La rete idrografica è il complesso di collettori fluviali, o canali, che raccolgono i deflussi idrici superficiali, assieme ai corrispondenti deflussi solidi (particelle di terreno veicolate dalla corrente liquida, nonché piante e trasporto solido convogliati durante gli eventi di piena), e li convogliano fino alla sezione terminale del bacino.

Nella rete idrografica il **corso d’acqua principale** si differenzia dai diversi rami ubicati in destra e in sinistra idrografica dello stesso, localizzazione che si riferisce ad un ipotetico osservatore che si muove da monte verso valle, solidale con la corrente fluviale.

Con la dizione versanti (o pendici), si denominano invece tutte le superfici laterali ai rami della rete sulle quali si abbattano le precipitazioni che trovano recapito nella rete idrografica stessa. La distinzione non è solo formale dato che sono differenti i processi fisici, e conseguentemente i modelli matematici interpretativi, che si verificano nella rete e nei versanti. Rimane tra le due entità una forte connessione fisica dato che i fenomeni che avvengono a scala di pendice determinano degli effetti anche sul reticolo idrografico (fenomeni di erosione idrometrica, per esempio, che interessano i versanti danno luogo alla formazione di deflussi torbidi che, trovando recapito nella rete, determinano alterazioni nel regime del trasporto solido fluviale).

La distinzione proposta si inserisce in una logica prettamente progettuale: infatti, essendo differenti i fenomeni che hanno sede nella rete idrografica, anche se interconnessi, rispetto quelli che si verificano nei versanti, si dovranno adottare nella pratica soluzioni progettuali

specifiche e differenti a seconda dell'ambito di interesse, siano queste volte verso la stabilità di un versante oppure indirizzate verso una sistemazione idraulica della rete idrografica. Va sottolineato, infine, che gli interventi sulla rete riguardano il bacino idrografico nella sua interezza e realizzati procedendo da monte verso valle, dato che i dissesti presenti nelle zone montane provocano degli effetti che vengono risentiti nelle zone vallive.

Morfometria e topografia

La **morfometria**, o analisi geomorfica qualitativa, è una seconda elaborazione dei dati rilevati dalla geodesia e dalla topografia e da questa preliminarmente elaborati in schemi, profili, carte, per ricavarne indici morfologici e topografici, ossia funzioni che forniscano con precisione e concisione indicazioni immediate delle forme della superficie terrestre, utili alle pratiche applicazioni [De Horatiis, 1930].

La morfometria ha come oggetto la misura delle forme, ovvero delle caratteristiche geometriche del rilievo (Strahler, 1984).

Lo studio dei caratteri morfometrici di un corso d'acqua è in grado di mettere in relazione le suddette caratteristiche morfologiche e topografiche con i processi idrologici a scala di bacino (Bras, 1982). I modelli idrologici di tipo geomorfologico si fondano proprio sulla possibilità di ricostruire la risposta idrologica di un bacino (formazione dei deflussi), a seguito di una precipitazione che si abbatte su di esso, sulla base del legame che intercorre tra la suddetta risposta e i caratteri geomorfologici del bacino. Il reticolo idrografico rappresenta "l'impronta" lasciata sulla superficie terrestre da una successione discontinua di eventi di deflusso in condizioni di piena e di trasporto solido e pertanto, in un assegnato bacino, il meccanismo di formazione del deflusso può essere ricondotto alla struttura morfometrica del reticolo [Agnese et al, 1988].

Gli *elementi di forma* del rilievo possono essere classificati sulla base delle proprietà

- lineari,
- areali,
- di rilievo.

Le proprietà lineari sono quelle che attengono al drenaggio e quindi ai caratteri (lunghezza, numero di rami, ecc.) della rete fluviale. Le proprietà areali sono invece utilizzate per definire le superfici di alimentazione (aree contribuenti al deflusso), cioè per esprimere alcune peculiarità dei versanti. Le proprietà di rilievo, infine, servono a caratterizzare il bacino dal punto di vista altimetrico e ad esprimere il rapporto tra le dimensioni verticali e le proprietà lineari ed areali.

L'analisi delle *proprietà lineari* consiste nell'esame di un insieme ramificato di linee proiettate su un piano orizzontale, che è il supporto cartografico in esame o la mappa digitalizzata elaborata, al fine di dedurre informazioni sulla lunghezza e sull'ordinamento dei vari rami della rete idrografica.

Lo studio delle *proprietà areali* del bacino consiste nella misura planimetrica delle superfici topografiche. Queste proprietà sono misurate o dall'estensione della superficie di interesse o da particolari indici di forma.

Le *proprietà di rilievo* si adottano nello studio delle dimensioni verticali (quote topografiche dei punti del bacino) riferite allo stesso piano orizzontale utilizzato per l'analisi delle misure

lineari ed areali. Tra gli indici delle proprietà di rilievo, rivestono particolare importanza l'altitudine del bacino (media, minima, massima), i valori delle quote dell'area in esame, la pendenza del versante.

Delimitazione del bacino idrografico

L'estensione di un bacino viene determinata, usufruendo della cartografia ufficiale, in relazione alla dimensione del bacino in esame e all'approssimazione necessaria per lo studio svolto. Se il bacino d'interesse ha una estensione contenuta (inferiore a 10 kmq) oppure quando occorre individuare con maggior precisione le linee di impluvio, è necessario fare ricorso ad una cartografia di dettaglio, ottenuta mediante il rilievo aereofotogrammetrico. E' bene evidenziare il fatto che la scelta del tipo di cartografia da adottare nell'analisi geomorfologica e topografica dell'area di studio, condiziona i risultati dell'indagine morfometrica dato che le differenti proprietà (lineari, areali e di rilievo) e i relativi indici di forma, sono dipendenti dalla scala delle carte utilizzate.

La delimitazione del bacino idrografico si conduce in base alla scala prescelta, considerando alcuni punti e linee caratteristici. Si distingue la **linea di displuvio**, o displuviale o linea di cresta o crinale, che rappresenta il perimetro del bacino che delimita la superficie all'interno della quale si abbattono le precipitazioni che trovano recapito ultimo nella rete fluviale in esame. Nella sua individuazione ci si appoggia, pertanto ai punti di quota più elevata e si considera anche lo sviluppo delle reti idrografiche limitrofe a quella in esame. Sulla displuviale si individuano il *punto di vetta*, cioè il punto di quota massima, i *punti di sella* compresi tra due rilievi adiacenti e il *punto di conca*, cioè la quota della sezione di chiusura [Puglisi, 1986].

Dalla scelta della sezione terminale, che è condizionata dallo scopo dell'indagine idrologica, dipendono l'ampiezza del bacino, il numero di sottobacini e le altre grandezze geomorfologiche e topologiche e gli indici di forma.

4.4. CARTOGRAFIA GEOLITOLOGICA

L'utilizzo del modello SCS Curve Number necessita di alcune informazioni sulla geolitologia del sito, per poter suddividere il terreno in diverse classi di permeabilità, rappresentate dalle **classi idrologiche** del suolo.

La costruzione della mappa digitale della geolitologia del bacino padano è stata realizzata a partire dalla Carta Geologica d'Italia del Servizio Geologico d'Italia, scala 1: 500.000, digitalizzata in formato vettoriale.

La Carta Geologica d'Italia presenta nel bacino valtellinese diverse formazioni geologiche, differenti secondo il periodo di formazione. Inoltre l'informazione litologica viene ricavata dalla Legenda Generale alla Carta Geologica d'Italia, che riporta il tipo litologico attribuibile ai materiali geologici di ogni età.

Per agevolare la lettura della mappa (fig. 4.2.2, fig. 4.2.3) si sono accorpate le diverse formazioni geologiche presenti nell'area di studio in diverse classi geolitologiche, considerate omogenee durante lo studio effettuato (tab. 4.2.1, fig. 4.2.2, 4.2.3, 4.2.4).

Tab. 4.2.1 - Formazioni litologiche dell'area valtellinese.

SEDIMENTARIO	
Tipo Litologico	(descrizione)
1) Olocene	Accumuli detritici, depositi alluvionali e fluviolacustri, spiagge attuali
6) Pleistocene	Depositi glaciali
27) Miocene Medio	Argillose (ad es. F° 1: Argilliti di Ruffinati (membro della formazione del Val d'Aveto), Complesso di Coli)
58) Giurassico	Calcari, calcari marnosi e marne, selciferi, di facies pelagica (ad es. F° 1: "Medolo" "Rosso" ad Aptici, "Selcifero" s.s. "Selcifero" lombardo)
60) Giurassico	Calcari, talora arenaici, e marne metamorfosate in scisti carbonatici (marmi, filladi, ecc.) localmente associati a radiolariti e/o ofioliti (Calcescisti Auct.) (ad es. F° 1: Calcescisti del Turchino, Unità di Roignais - Versoyen).
62) Triassico Superiore	Dolomie cristalline di facies neritica e di piattaforma, a luoghi comprendenti il Liassico inferiore e/o il Triassico medio-inferiore
63) Triassico Superiore	Calcari, spesso selciferi, calcari marnosi e argille marnose di facies pelagica
66) Triassico Medio	Calcari di Facies neritica e di piattaforma
70) Triassico Inferiore	Dolomie, calcari ed arenarie, talora con evaporiti
71) Perm.	Depositi clastici a luoghi con marne comprendenti, talora, il Carbonifero (ad es. F° 1: Formazione di M. Mignolo ("Verrucano" lombardo))
VULCANICO	
Tipo Litologico	(descrizione)
14) Permo Carb.	Riodaciti e rioliti (ignimbriti) (ad es. F° 1: Porfidi di Osiglia, Porfidi Quarziferi di Alp la Stretta, Besimauditi, Porfiroidi del Melogno)
GHIACCIAI ed ACQUA	
Tipo Litologico	(descrizione)
0)	non assegnato
PLUTONICO	
Tipo Litologico	(descrizione)
1) Alpino	Graniti e granodioriti (ad es. F° 1: Granito di Val Masino, Granito di Pizzo Leverone, Granito di Pizzo Bianco);
5) Alpino	Quarzodioriti e dioriti (ad es. F° 1: Quarzodioriti del Monte Bassetta ("Serizzo")).
6) Alpino	Gabbri anfibolici (ad es. F° 1: Gabbri del Monte Massuccio).
10) Paleozoico	Graniti e granodioriti (ad es. F° 1: Granito di Cima d'Asta, Granito del Pizzo di Canciano, Granodiorite; F° 2: Grani)
13) Paleoz.	Gabbri.
METAMORFICO	
Tipo Litologico	(descrizione)
14) Basso grado	Filladicon paragneis albitici, porfiroidi, marmi e scisti verdi

	(ad es. F° 1: Filladi di Monte Radisca, Filladi di Grassotto)
15) Medio grado	Micascisti e paragneis con anfiboliti, filladi, quarziti e marmi (ad es. F° 1: Formazione della Punta di pietra Rossa, Micascisti di Monte Acquanera, Micascisti di Lanzada)
17) Alto grado	Granuliti acide e gneiss biotico - sillimantici granatiferi (talora con cordierite), con marmi, anfiboliti e pegmatiti
19) Vario grado	Gneiss granitoidi (ad es. F° 1: Ortogneiss di Anterselva, Gneiss del Pizzo Meriggio, Gneiss dell'Alpe Cavaglia, Gneiss di Morbegno)
20 Vario grado	Migmatiti (ad es. F° 1: Migmatiti di Nucetto, Migmatiti di Vernuga, Gneiss di Val Sissone; F° 2: Migmatiti di Nucetto).
Ofioliti e pietre verdi	
23)	Serpentiniti, serpentinoscisti, cloritoscisti (ad es. F° 1: Serpentiniti della Val Malenco, Membro delle Serpentine di Capanna marcarolo).
24)	Metabasiti, eclogiti, anfiboliti, ultrabasiti e pietre verdi s.l. (ad es. F° 1: Scisti anfibolici del Lago Pirola, Anfibo)
25)	Peridotidi (ad es. F° 1: Oliviniti di Bagni del Masino, Pietre Verdi di Chiavenna).

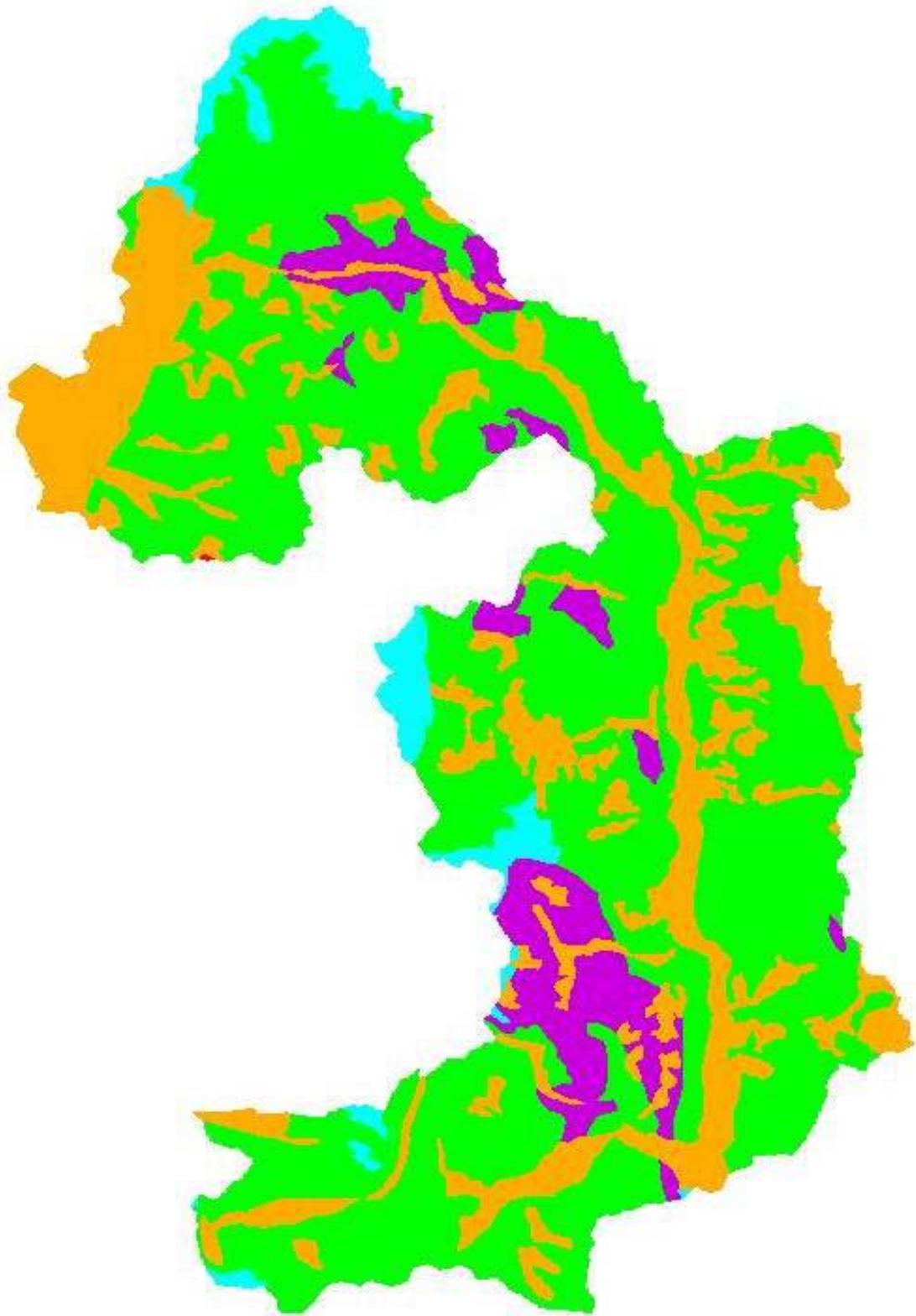


Fig. 4.2.2 - Mappa geolitologica della Valtellina.

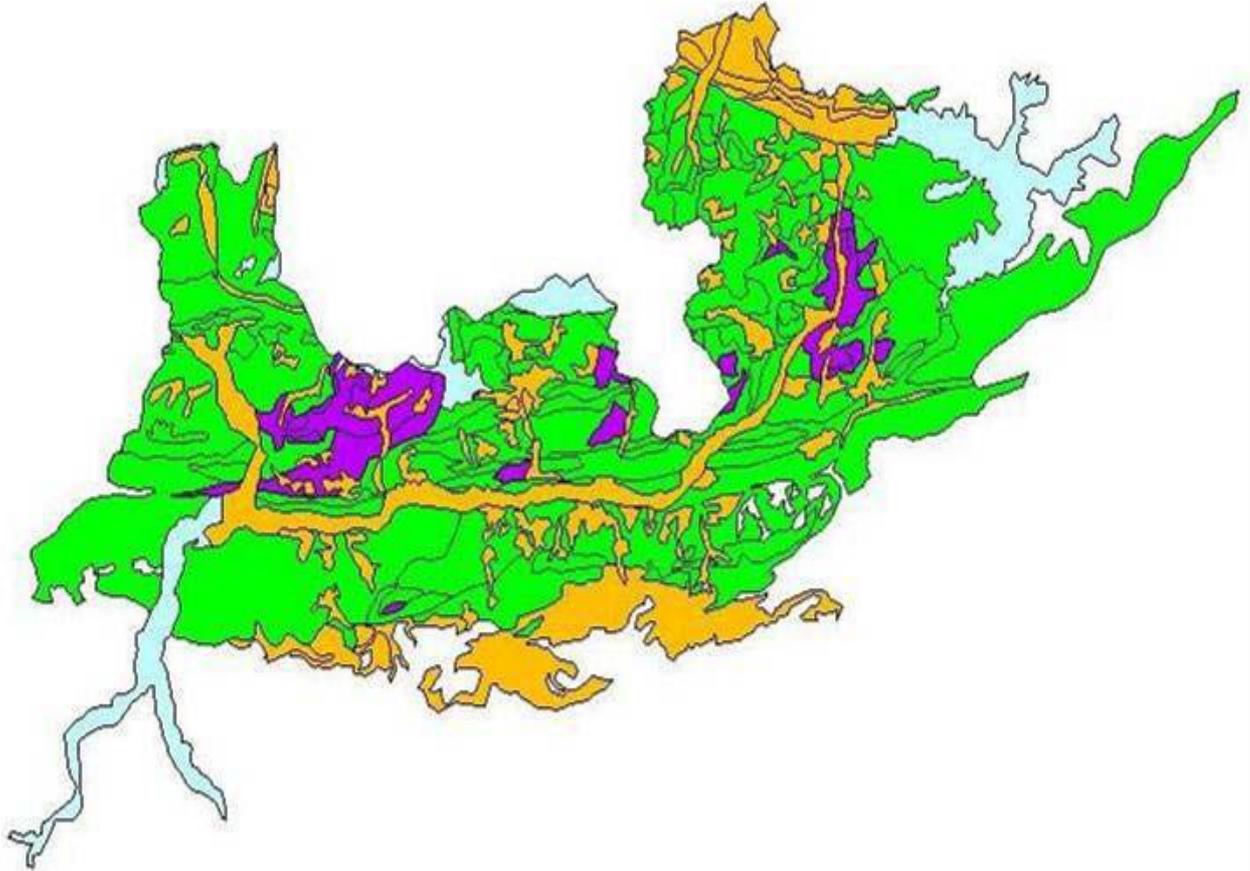


Fig. 4.2.3 - Mappa geolitologica delle diverse formazioni nella zona della Valtellina (del Nord Italia), estrapolata dalla Carta Geologica d'Italia (1: 500000).



Fig. 4.2.4 - Legenda della mappa geolitologica di riferimento.

4.4. CARTOGRAFIA DI USO DEL SUOLO

Uso dei Suolo e risposta idrologica

La capacità di infiltrazione e le proprietà d'invaso superficiale del volume di deflusso sono fattori determinanti per lo studio della **risposta idrologica** del terreno; l'analisi del suolo,

identificandone le coperture e l'uso, è fondamentale nella quantificazione globale di questi effetti (SCS, *Soil Conservation Service*).

Le varie tipologie di **uso del suolo** sono diversificate e distribuite sul territorio in relazione sia alla geomorfologia che caratterizza l'area d'interesse, sia al tessuto storico-culturale ed economico che si è sviluppato ed è presente nelle comunità che abitano questo territorio.

I tipi di copertura del suolo possono essere determinati da un'evoluzione naturale dell'ambiente oppure condizionati dal clima e dalle variazioni meteorologiche locali. Spesso l'ambiente viene modificato a causa dell'intervento dell'uomo che ne modella l'aspetto per deformare il territorio a proprio vantaggio; gli effetti diretti dell'antropizzazione comportano la costruzione di edifici e infrastrutture che alterano le caratteristiche naturali, idrauliche e geotecniche, del terreno. Le pratiche agricole, seguite ad azioni di bonifica del suolo altrimenti destinato, mutano la risposta del terreno stesso alle sollecitazioni piovose, e la coltura praticata modifica gli strati superficiali del suolo alterando la capacità di ricezione, d'infiltrazione e di smaltimento delle acque.

L'uso del suolo, a differenza delle altre caratteristiche del terreno, presenta una peculiarità rilevante: la propria evoluzione temporale è dello stesso ordine di grandezza della vita umana media, questo dovuto alla dipendenza dai fenomeni sopraccitati che evolvono in periodi più brevi di vari ordini di grandezza rispetto all'evoluzione geomorfologia di un'area molto vasta. E' necessario quindi, l'utilizzo di strumenti aggiornati, soprattutto quando la superficie di interesse è molto ristretta e in evoluzione.

Nello studio della variazione della risposta del terreno, si deve considerare anche l'evoluzione stagionale delle coltivazioni e delle rotazioni nelle pratiche colturali, con lo scopo di ridurre l'impovertimento del terreno e l'erosione, favorendo l'infiltrazione del flusso idrico.

L'invaso può essere favorito dalla presenza di sponde che delimitano le aree coltivate e dall'utilizzo di filari, siepi oppure anche di terrazzamenti che ne indirizzano il deflusso.

Le zone con prati, pascoli e boschi mostrano una risposta idrologica dipendente dalla percentuale con cui si presentano altre tipologie di colture ed usi nel medesimo territorio.

I campi arati si prestano a favorire un potenziale deflusso superficiale elevato, lasciati senza copertura per conservare l'umidità per le prossime coltivazioni.

La pratica del maggese favorisce il verificarsi del deflusso superficiale, in relazione alla bassa permeabilità del suolo, il quale subisce un processo di compattazione e viene lasciato incolto per non favorire il rilascio di umidità (SCS).

Le aree urbane, commerciali e produttive sono caratterizzate da una forte impermeabilizzazione, causata dalle strutture nei confronti del suolo sottostante.

E' importante, inoltre, relazionare le diverse tipologie d'uso del suolo con quelli che sono i fattori fondamentali che determinano la globale risposta idrologica del terreno: l'intercettazione delle piogge da parte della vegetazione, l'evapotraspirazione, l'assorbimento e l'infiltrazione delle acque nel terreno, il tasso di umidità e la pressione interstiziale degli strati superficiali del suolo, la scabrezza del terreno determinata dalle diverse coperture, le condizioni climatiche a scala locale. La combinazione di queste condizioni variabili influenza il comportamento del terreno a sollecitazioni meteorologiche, determinando così un particolare rapporto tra l'afflusso delle precipitazioni e il deflusso superficiale.

Le informazioni ricavabili dallo studio dell'uso del suolo sono fondamentali per la stima del CN (*Curve Number*) e quindi del parametro S, **massimo potenziale di ritenzione idrica** del terreno (SCS). Se inoltre, si hanno a disposizione dei dati aggiornati, è possibile stimare correttamente il fattore AMC (*Antecedent Moisture Condition*), attraverso cui valutare le condizioni iniziali di S, che dipende fortemente dalle condizioni di imbibimento del terreno al momento in cui inizia il deflusso superficiale. A tal proposito si evidenzia come l'evoluzione o la stasi della vegetazione siano importanti nella scelta dei valori limite di pioggia caduta precedentemente (durante i cinque giorni antecedenti) all'evento meteorico principale, a cui si riferisce l'analisi, attraverso il quale stabilire il valore di S in relazione all'umidità iniziale del suolo.

Quando la vegetazione non ha ancora completato la sua evoluzione, la capacità di intercettazione è minore: ne consegue una maggiore quantità di acqua già infiltrata nel suolo; con queste situazione al contorno, saranno sufficienti piogge totali inferiori per raggiungere condizioni di umidità pari a quelle che sarebbero raggiungibili con vegetazione in stasi.

Destinazione d'Uso dei Suoli Agricoli e Forestali (DUSAF)

Una base informativa omogenea sulla destinazione d'uso dei suoli è stata realizzata e fornita da un progetto denominato **DUSAF (Destinazione d'Uso dei Suoli Agricoli e Forestali)** nato nel 2000 dalla collaborazione tra l'ERSAF (Ente Regionale per i Servizi all'Agricoltura e alle Foreste) e la Direzione Generale Agricoltura della Regione Lombardia, progetto sviluppato per consentire un'efficace pianificazione territoriale degli interventi in ambito ambientale.

La predisposizione delle basi informative è avvenuta per fotointerpretazione delle ortofoto digitali a colori del progetto "IT2000", e restituzione cartografica alla scala 1: 10.000. I limiti fotointerpretabili sono stati immediatamente digitalizzati ed organizzati in coperture (di tipo poligonale per quel che riguarda la carta della destinazione di uso del suolo e di tipo lineare per le polilinee che rappresentano siepi e filari).

Rappresentazione degli elementi areali:

- per ogni tematismo avente sviluppo areale, la soglia dimensionale minima raffigurata corrisponde a 1.600 mq, pari ad una superficie cartografica di 16 mm² alla scala 1: 10.000.
- la dimensione lineare minima del poligono è di 20 m, pari ad una lunghezza sulla carta di 2 mm alla scala di lavoro.

Si è estrapolata una parte di tutta l'area interessata da questo progetto (equivalente alla regione lombarda di circa 2.370.000 ha), corrispondente al territorio della Valtellina di circa 3.220 kmq (v. Figg. 4.3.2.1-2).

Legenda DUSAF

La legenda è articolata in **classi**, che comprendono raggruppamenti omogenei d'uso del suolo per macro tipologie, le quali vengono a loro volta suddivise in diverse **sottoclassi**, in cui si specificano i dettagli delle varie tipologie d'uso del terreno. Esistono inoltre, **ulteriori specifiche**, previste da un livello ulteriore di dettaglio per le diverse sottoclassi, che vengono utilizzate in caso di sottoclasse mista o di difficile interpretazione (v. Tab. 4.3.2.3).

Tab. 4.3.2.3 - Classi DUSAF secondo le varie tipologie di uso del suolo.

Classi DUSAF	Tipologia d'Uso del Suolo
A	Aree Idriche
B	Boschi
L	Legnose Agrarie
N	Vegetazione Naturale
P	Prati
R	Aree Sterili
S	Seminativi
U	Aree Urbanizzate

AREE IDRICHE

A1 – Ghiacciai e nevai (aree permanentemente coperte da neve).

A2 – Laghi, bacini, specchi d'acqua (sia naturali che artificiali).

A3 – Alvei fluviali e corsi d'acqua artificiali.

BOSCHI

Sono da considerarsi “boschi”, le aree in cui la copertura di vegetazione arborea sia superiore al 20% della superficie.

B1 – Boschi di latifoglie (a ceduo, ad alto fusto).

B4 – Boschi di conifere.

B5 – Boschi misti di conifere e di latifoglie.

B7 – Rimboschimenti recenti (piante d'età inferiore a 15 anni).

LEGNOSE AGRARIE

L1 – Frutteti e frutti minori.

L2 – Vigneti (produzione d'uva da tavola e da vino).

L3 – Oliveti.

L5 – Castagneti da frutto (ad alto fusto per la produzione del frutto).

L7 – Pioppeti (per la produzione di legname).

L8 – Altre legnose agrarie (noci, ciliegi, ecc.).

VEGETAZIONE NATURALE

N1 /N2 – Vegetazione palustre e delle torbiere (vegetazione erbacea degli ambienti umidi).

N3 / N4 – Vegetazione rupestre e dei detriti (vegetazione erbacea delle zone rocciose).

N5 – Vegetazione dei greti (d'argine).

N8 – Vegetazione arbustiva e cespuglietti (formazioni di brughiera).

PRATI

P1 – Marcite (per produzione foraggera).

P2 – Prati permanenti di pianura (coltivazioni foraggere erbacee polifite, il cui prodotto viene raccolto).

P4 – Prati e pascoli (il cui prodotto viene sfalciato e/o pascolato).

AREE STERILI

R1 – Accumuli detritici e affioramenti litoidi privi di vegetazione (zone in cui la copertura vegetativa è rada e inferiore al 20% della superficie).

R2 – Aree estrattive (zone di escavazione di cava, vasche di decantazione).

R3 – Discariche.

R4 – Ambiti degradati soggetti ad usi diversi.

R5 – Aree sabbiose, ghiaiose e spiagge (aree adiacenti a corpi idrici, privi di vegetazione).

SEMINATIVI

S1 – Seminativo semplice (coltivazioni erbacee, con risaie, ecc.).

S2 – Seminativo erborato (con presenza di coltivazioni legnose agrarie).

S3 – Colture ortoflorovivaistiche a pieno campo (colture orticole, floricole e vivai).

S4 – Colture ortoflorovivaistiche protette.

S6 – Orti familiari non in ambito urbano.

S7 – Risaie.

AREE URBANIZZATE

DUSAF-URBANIZZATO: la legenda predisposta per l'integrazione delle destinazioni d'uso delle aree urbanizzate è riferita alla classificazione e alla metodologia adottata a livello europeo con il progetto *LandCover*, che costituisce lo standard di riferimento per la cartografia sulla copertura dell'uso del suolo adottato dall'Unione Europea all'interno del progetto *CORINE* per la creazione di archivi di dati grafici e alfanumerici sullo stato dell'ambiente.

Queste zone sono identificate e catalogate come classe U (urbanizzato): nella copertura ArcInfo, la codifica della classe di urbanizzato compare nel campo *label* e corrisponde, per ciascun poligono, al massimo livello gerarchico riconosciuto per fotointerpretazione.

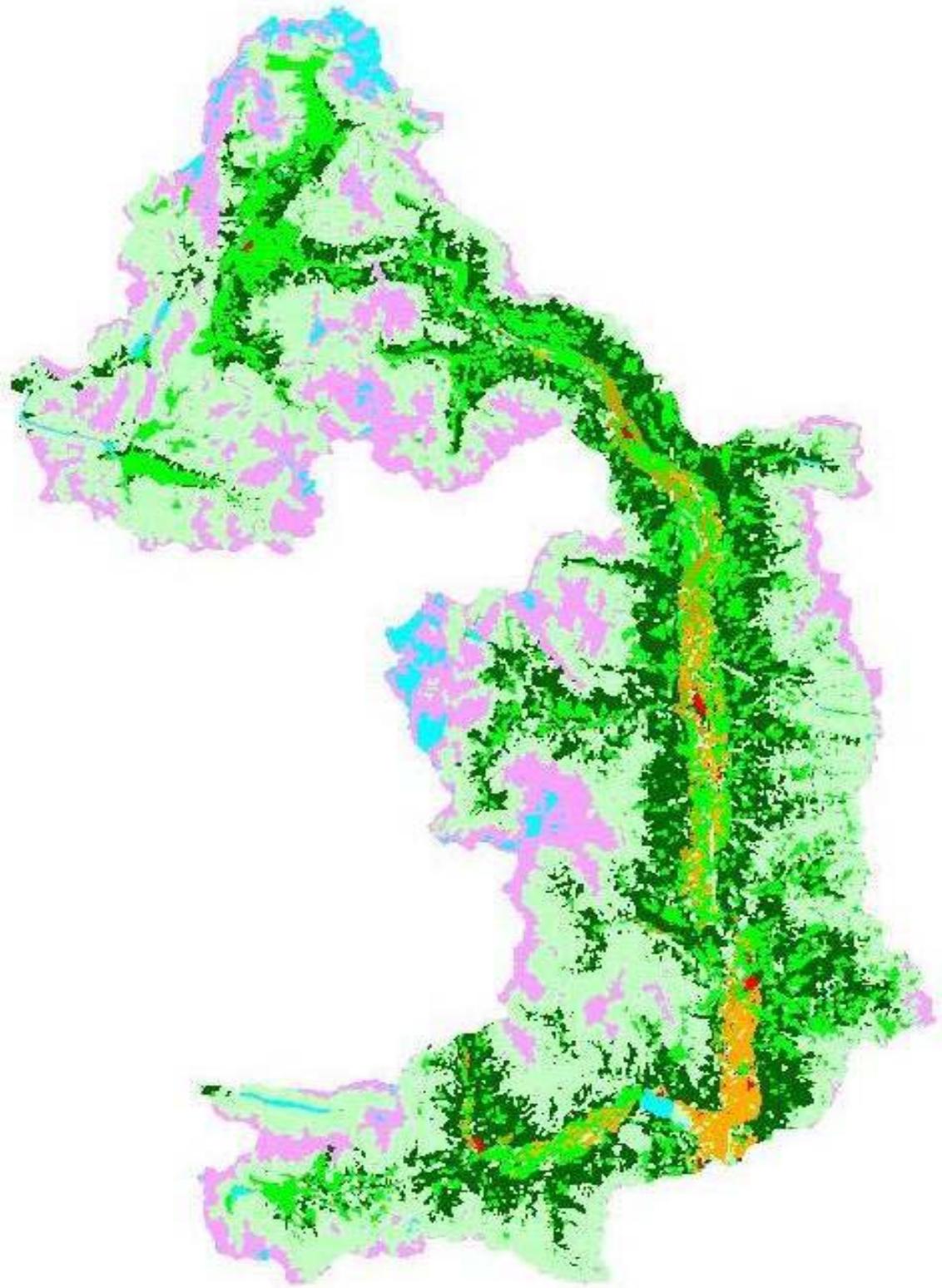


Fig. 4.3.2.1 - Mappa DUSAF della Valtellina



Fig. 4.3.2.2. - Legenda DUSAF rispetto alle diverse coperture del suolo

4.5. MODELLO DIGITALE DEL TERRENO (DTM 20)

L'analisi dell'andamento orografico del territorio è resa possibile sfruttando il **Modello Digitale del Terreno (DTM)**, fornito dalla Regione Lombardia.

Questo lavoro, sviluppato negli anni 2001 - 2002 fornisce all'utente una rappresentazione numerica del rilievo e dell'altitudine; il modello risulta costituito da una griglia numerica che indica l'andamento delle quote in tutti i punti della superficie terrestre, delimitati all'estensione dell'area d'interesse. La struttura spaziale è del tipo "a griglia" (*raster*) con passo di campionamento pari a 20 metri (DTM20). Ad ogni cella è stato associato il valore della quota espressa in metri, con due cifre decimali significative.

Sistema cartografico di riferimento:

Gauss – Boaga (fuso Ovest);

Proiezione:

Cilindrica Traversa Conforme di Gauss;

Falso Est: 1500 Km;

Falso Nord: 0 Km;

Meridiano centrale: 9° da Greenwich;

Fattore di scala: 0,9996;

Latitudine dell'origine: 0° Equatore;

Unità di misura: metri [m];

Datum:

Ellissoide di riferimento: ellissoide internazionale di Hayford – Roma '40 – ;

$a = 6.378.388$, $s = 1 / 297$;

Meridiano principale: Monte Mario 12°27'08",40 Est da Greenwich;

Unità di misura: gradi [°].

Il progetto completo del DTM interessa buona parte del territorio lombardo, ricoprendo le zone montuose e collinari della regione, le Prealpi, le Alpi e l'Oltrepò Pavese; il modello è composta da 395 sezioni rettangolari, contrassegnate da particolari sigle, equivalenti alle corrispondenti sezioni della Carta Tecnica Regionale (C.T.R.) alla scala 1 : 10.000.

Per realizzare le carte digitali e trasferire su file i dati altimetrici, la Regione si è servita della Carta Tecnica Regionale al tratto (C.T.R.) aggiornata al 1981 – 83 e 1994, delle curve di livello della CT10 (strato CL_CTR) e dei punti quotati della CT10 (strato PQ_CTR); le zone esterne al territorio regionale sono state qualificate come NODATA.

I files sono stati prodotti in due formati:

files in formato GRID di ArcInfo, che presentano un nome del tipo x x x x_dtm, dove x x x x rappresenta il codice della sezione 1 : 10.000;

files in formato GRID – ASCII (forniti in formato zip), che sono ottenuti con la conversione di un dato GRID attraverso il comando GRIDASCII di ArcInfo e presentano un nome del tipo x x x x_grd.grd, dove x x x x rappresenta, anche in questo caso, il codice della sezione 1 : 10.000; ogni file è costituito da un'intestazione standard, header, seguita dalla matrice dei valori delle celle in ordine di riga crescente:

Per il lavoro svolto, ci si è serviti delle sezioni che ricoprivano la zona della Valtellina e si è costruita una mappa raster che identificasse un intorno dell'area di studio (v. Figg. 4.4.1-2).

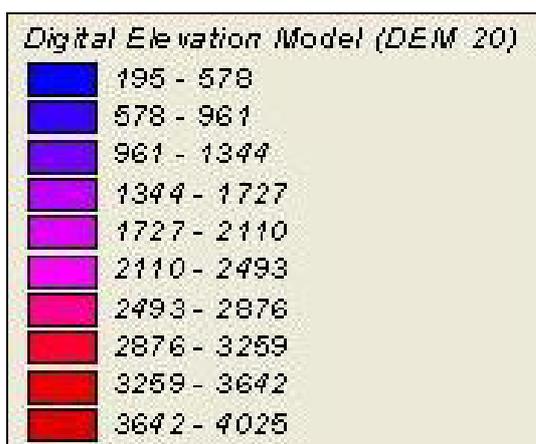


Fig. 4.4.1 - Legenda DTM 20: le quote sono espresse in metri [m].

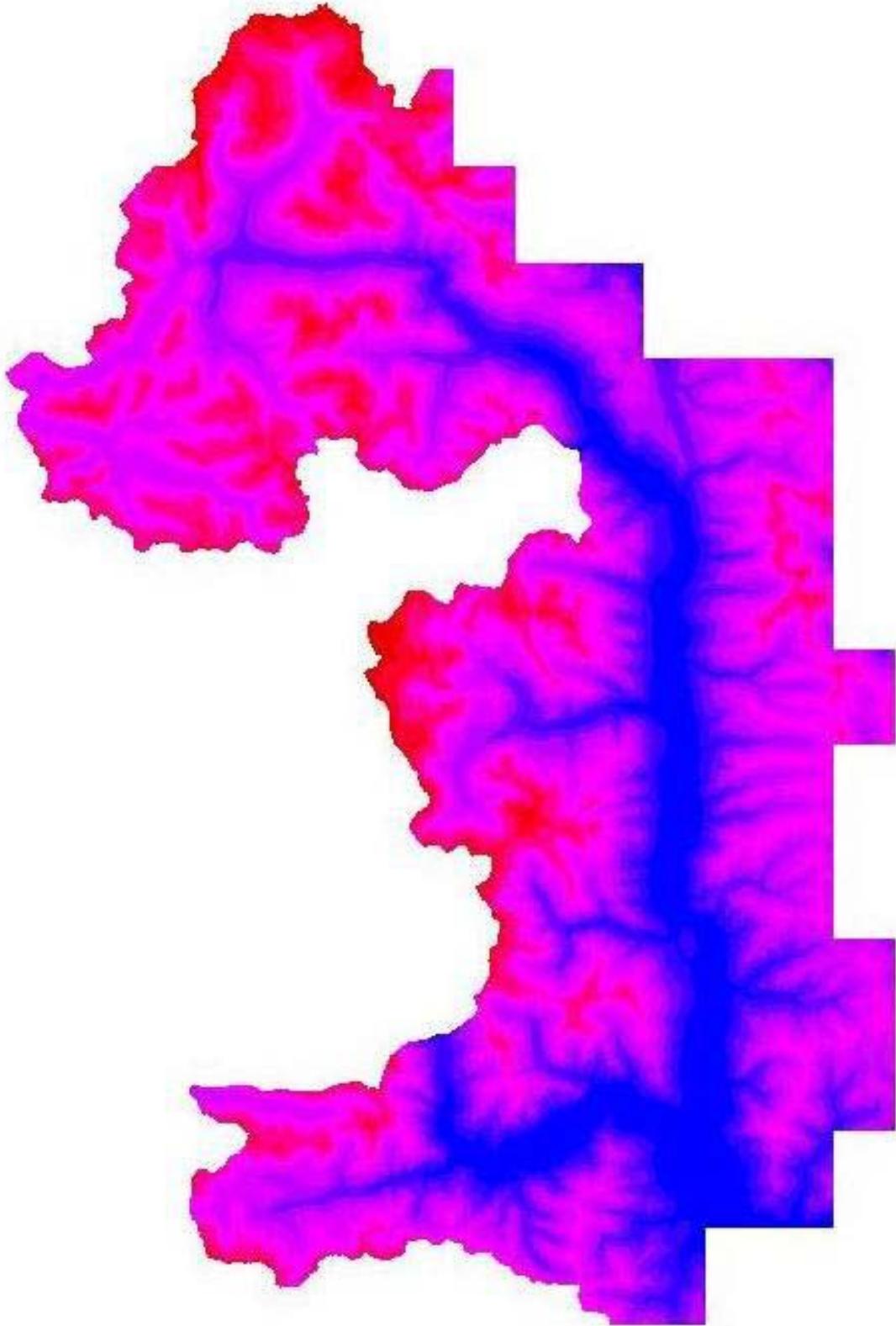


Fig. 4.4.2 - DEM (passo di campionamento: 20 x 20).

5. Modelli Idrologici di Riferimento

5.1. LA MODELLAZIONE DEGLI EVENTI DI PIENA

Generalità

Si espongono qui alcuni elementi di base, in relazione alla struttura ed all'uso dei modelli matematici nell'idrologia degli eventi di piena. Il problema dell'analisi, della rappresentazione e della simulazione matematica di un evento di piena a scala di bacino si articola sostanzialmente in tre fasi, ovvero

- la determinazione dello ietogramma delle piogge, che investono il bacino in esame, $i(t)$;
- la valutazione delle piogge nette $p(t)$, che, a causa del *rifiuto* del complesso dei terreni del bacino di assorbire una parte più o meno rilevante di $i(t)$, determinano il deflusso superficiale;
- la valutazione dell'effetto complessivo di laminazione, di concentrazione e di trasporto da parte della rete di drenaggio superficiale del bacino in esame (*dispersione idrografica*).

Il risultato di questi diversi momenti della modellazione idrologica è la valutazione dell'idrogramma di piena allo sbocco del bacino, $q(t)$, e, in particolare, del valore della portata al colmo e dell'istante in cui si verifica il picco dell'idrogramma stesso e del volume di piena.

I modelli concettuali utilizzati per descrivere le piene a scala di bacino non si propongono in alcuna maniera di riprodurre, neanche approssimativamente, i processi idraulici, che attuano alla scala spaziale tipica delle diverse superfici scolanti del bacino e dei diversi canali della sua rete idrografica. Questi modelli, invece, descrivono la trasformazione idrologica mediante relazioni concettuali semplificate, che rispettano il bilancio di massa del sistema e si basano, generalmente, su schemi analogici elementari, che possono venire combinati tra loro per modellare i differenti processi in gioco. Per sviluppare questo tipo di modelli si operano normalmente due operazioni di *concentrazione*, ovvero

- il modello opera sulle variabili di ingresso (*pioggia lorda*) misurate o stimate mediamente sul bacino e, quando disponibile, sulla *portata allo sbocco*, invece che sulle effettive variabili considerate come spazialmente distribuite;
- si dà della complessa struttura geopedologica, geomorfologica e idrologica del bacino una valutazione complessiva mediante parametri globali, indipendenti anch'essi dalla interna variabilità spaziale dei parametri stessi.

Sotto questo aspetto, tanto i modelli di assorbimento, quanto quelli di formazione, sono definiti spesso come *modelli a parametri concentrati* (o *lumped*, secondo la dizione della letteratura anglosassone). Tuttavia quando il bacino da esaminare sia composto da diversi sotto-bacini, è possibile operare una simulazione idrologica di ciascuno di essi, componendone le risposte nelle precipitazioni (lorde e nette) medie areali e nella portata in uscita dal bacino. Anche la propagazione lungo tratti d'alveo regolari è possibile mediante un semplice modello di propagazione. In questo caso si adotta un approccio di tipo *semi-distribuito*, in cui il bacino è assimilabile ad un albero le cui 'foglie' rappresentano i sottobacini ed i 'rami' i tratti d'alveo di collegamento.

Un'altra caratteristica dei modelli di piena consta nel fatto che essi trascurano, nella maggioranza delle applicazioni, gli effetti dell'evapotraspirazione e del deflusso profondo assicurato dalla falda durante lo svolgimento della piena. La ragione principale di questa approssimazione sta nel peso quasi sempre trascurabile di questi fenomeni rispetto alla formazione della piena, in quanto sia l'evapotraspirazione che i deflussi sotterranei sono caratterizzati da tempi di risposta tipicamente molto maggiori della durata della piena stessa. Pertanto, la dinamica della suzione negli strati superficiali del suolo e della percolazione verso gli strati più profondi del terreno, con il loro contributo al deflusso alveato, vengono generalmente trascurati, così come gli effetti dell'interazione tra vegetazione, suolo ed atmosfera, se non per quello di intercettazione della pioggia da parte della chioma vegetale, a sua volta considerato in modo globale valutando la risposta complessiva del terreno. Con queste premesse, l'attenzione viene focalizzata sui processi di formazione e propagazione del solo deflusso idrico superficiale o sub-superficiale.

In generale si assume noto l'andamento temporale della pioggia a scala di bacino, che si può introdurre ricorrendo sia a ietogrammi storicamente registrati, sia a ietogrammi simulati per via *sintetica*. In base a tale andamento, il modello permette di simulare il corrispondente idrogramma di piena, accoppiando a un modello di risposta del terreno un modello di risposta idrografica. Il punto successivo illustra concisamente i modelli di risposta del terreno di riferimento, utilizzabili per il calcolo delle piogge nette. Nel punto seguente si espongono le caratteristiche e la parametrizzazione dei modelli di risposta della rete idrografica, utilizzati nel contesto del presente studio. Va sottolineato come la valutazione della risposta del terreno costituisca effettivamente il momento cruciale della modellazione della trasformazione afflussi-deflussi, in quanto essa porge i volumi idrici in gioco durante la piena, mentre la risposta della rete idrografica distribuisce tali volumi nel tempo. Inoltre, mentre questa seconda fase può essere ragionevolmente modellata secondo schemi lineari, o al più quasi-lineari, la risposta del terreno nasce da un sistema dalle caratteristiche fortemente non-lineari, in grado di influenzare in modo decisivo la risposta di piena del bacino.

Il rifiuto del terreno

I modelli di *rifiuto* del terreno consentono di determinare il flusso di ruscellamento, ossia la quota parte della sollecitazione meteorica che viene direttamente convogliata nella rete

idrografica. Essi consentono di *depurare* lo ietogramma lordo, $i(t)$, dagli effetti dell'intercettazione da parte del manto vegetale, della detenzione superficiale nei piccoli invasi naturali, dell'infiltrazione nei suoli permeabili e della saturazione del terreno, valutando così l'intensità della pioggia netta, $p(t)$, che affluendo in rete, dà luogo al *deflusso diretto*. La fase di depurazione dello ietogramma costituisce un aspetto fondamentale nel problema di modellazione matematica della trasformazione afflussi-deflussi, poichè in questo modo si determinano i volumi idrici in gioco durante la piena e se ne valuta la disponibilità temporale ad affluire alla rete idrografica, via via che la sollecitazione meteorica incalza.

I processi fisici che regolano il rifiuto, sono assai complessi e, per taluni versi, ancora poco noti. Per le difficoltà, che si incontrano nel dettagliarne i meccanismi in modo soddisfacente, i modelli matematici del rifiuto ricorrono sovente a funzioni di trasformazione caratterizzate da una struttura abbastanza semplificata. Questi modelli, comunque, presentano spesso una notevole capacità di sintesi della complessa fenomenologia in esame e, una volta tarati sulla base di esperimenti condotti a scala di bacino (direttamente in base ai dati di campagna o, indirettamente, via simulazione numerica tramite modelli idrodinamici tridimensionali), essi consentono in molti casi di riprodurre l'andamento delle piogge nette con risultati tecnicamente soddisfacenti. Poichè il fenomeno del rifiuto può avvenire attraverso meccanismi assai differenti (v. Fig. 5.1.1-2), ogni modello è generalmente orientato a riprodurre un certo meccanismo di ruscellamento, anche se, in taluni casi, si tiene conto di meccanismi diversi nel loro complesso.

In via generale i modelli di rifiuto si basano su due schemi concettuali fondamentali: lo schema *hortoniano* di ruscellamento, dovuto a un tasso di pioggia maggiore della naturale capacità di infiltrazione del terreno (Fig. 5.1.1); e lo *schema dunniano*, che descrive il ruscellamento dovuto all'effetto di saturazione del terreno (Fig. 5.1.2). Al primo schema fanno riferimento metodi quali il calcolo dell'eccesso di una capacità di infiltrazione *hortoniana* (esponenziale) o, nel caso più semplice, di una capacità di infiltrazione costante. Al secondo schema, fanno riferimento, p.es., i modelli della saturazione di un invaso di capacità costante (*bucket model*), il modello *PDM* (Esponenziale, Triangolare, Rettangolare, Rayleigh, *Reflected Power*) e il Metodo topografico o *Top Model*. Nel caso in cui la distribuzione di probabilità scelta per implementare il modello *PDM* sia del tipo *Reflected Power*, questo modello equivale anche all'applicazione del cosiddetto metodo di *Nanchino* [Zhao et al. , 1980; Franchini e Todini, 1987]. Altri metodi, di natura empirica, vengono spesso utilizzati in pratica, il cui schema di riferimento è in grado di cogliere, seppure in modo approssimato, l'effetto globale dei fenomeni fisici in gioco. Questo approccio riguarda, p.es., un metodo tradizionale e semplicissimo come il *metodo percentuale* o l'antico metodo italiano secondo la lezione di *Fantoli e Supino* della prima metà del secolo XX (v. Fantoli, 1904; e Supino, 1938, pubblicato nel 1964).

A questa impostazione fa anche riferimento il *Metodo SCS-CN* detto anche *Curve Number* del *Soil Conservation Service, U.S. Dept. of Agriculture*, adottato in questo studio e perciò brevemente descritto nel paragrafo che segue. Nel paragrafo successivo viene anche descritto il *Top Model*, che verrà utilizzato in seguito quale riferimento per una serie di simulazioni di controllo delle prestazioni del metodo SCS-CN.

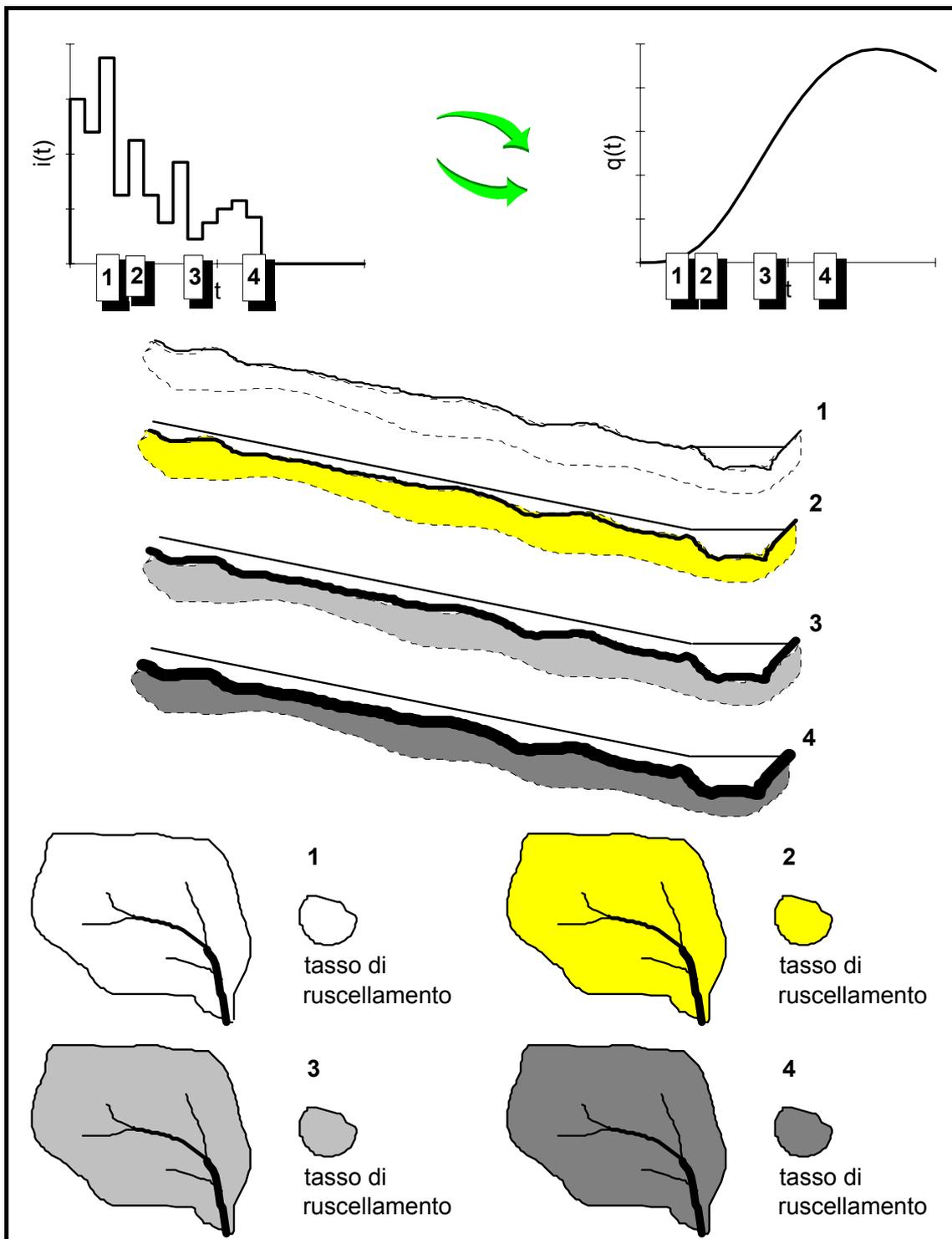


Fig. 5.1.1. Meccanismo *Hortoniano* di rifiuto del terreno: all'incalzare del nubifragio, diminuisce la capacità di infiltrazione del terreno ed aumenta il tasso di ruscellamento.

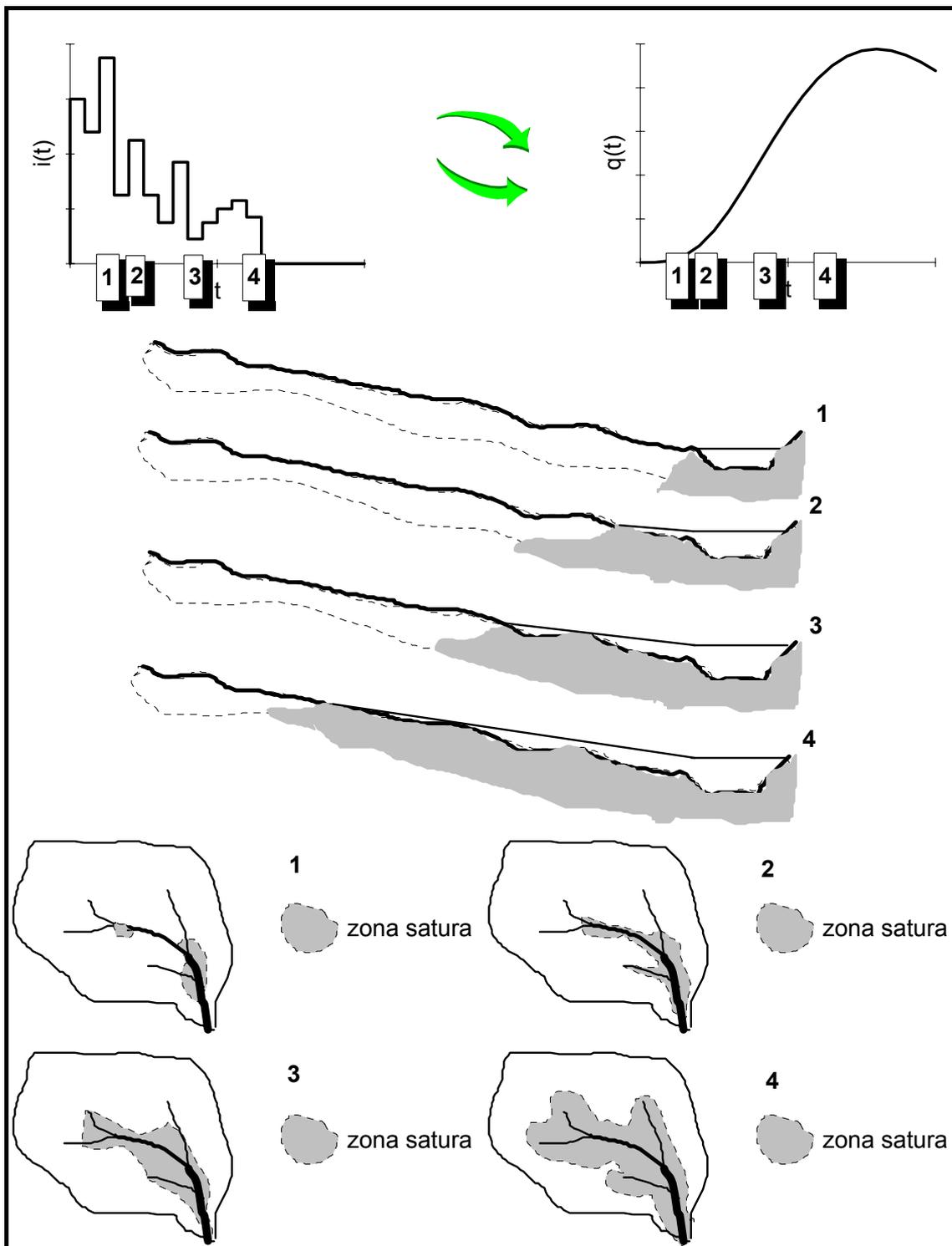


Fig. 5.1.2. Meccanismo *Dunni* di rifiuto del terreno: all'incalzare del nubifragio, i diversi suoli vengono progressivamente saturati e l'area *contribuente* aumenta, poichè aumentano le zone saturate, che rifiutano la pioggia.

La dispersione idrografica

La risposta idrologica di una rete idrografica consente di valutare la trasformazione dei flussi di ruscellamento, prodotti dai versanti del bacino, nell'idrogramma di sbocco, in corrispondenza della sezione di chiusura della rete. In questa trasformazione, l'effetto di laminazione svolto dai singoli rami della rete è trascurabile rispetto all'effetto di *dispersione geomorfologica* dovuto all'insieme della rete stessa [Troutman & Karlinger, 1985; Rinaldo et al., 1991]. Di conseguenza, i modelli globali, che descrivono il fenomeno in modo sintetico, sono finalizzati a rappresentare l'effetto complessivo del sistema idrografico sulla dinamica della piena, trascurando generalmente i fenomeni idraulici di moto vario, che caratterizzano la propagazione fluviale.

Le procedure adottabili per rappresentare la risposta idrologica di una rete idrografica si basano generalmente su *modelli lineari* (per esempio, il metodo della *corrivazione o della curva Area-tempi*; le *pdf* triangolare, Weibull o Rayleigh; l'invaso lineare o *pdf* esponenziale; la cascata di n invasi lineari o *pdf* gamma incompleta; la diffusione lineare o *pdf* gaussiana inversa, il *GIUH* triangolare, gamma o gamma asintotico; il *TIUH* asintotico Rayleigh o triangolare, con risposta dei rami descritta da canali lineari o serbatoi lineari). talora si utilizzano *modelli quasi-lineare* (per esempio, il *GcIUH*) o *modelli non-lineari* (per esempio, l'invaso lineare-esponenziale o parabolico). Questi ultimi richiedono però una buona mole di dati di afflussi e deflussi a fine scala temporale tale da consentire una taratura affidabile.

Indipendentemente dal modello di dispersione idrografica adottato, un modello idrologico di piena restituisce l'idrogramma in forma vettoriale, $q_k=q(t_k)$, con $t_k=k\Delta t$ e $k=1,2,\dots,K$, secondo la discretizzazione con passo di calcolo Δt . Inoltre, i modelli lineari e quasi-lineari sono caratterizzati dall'idrogramma unitario istantaneo in forma vettoriale, $U_n=U(t_n)-U(t_{n-1})$, con $t_n=n\Delta t$ e $n=1,2,\dots,N$, dove

$$U(t_n) = \int_0^{t_n} u(t) dt,$$

e $u(t)$ indica la funzione *IUH* (v. p.es. Figg. 5.1.3-4).

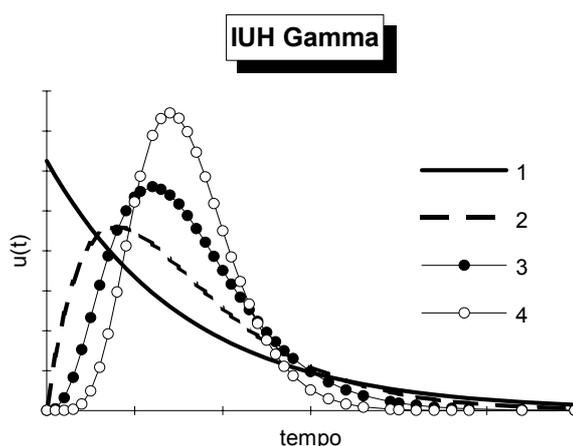


Fig. 5.1.3. Funzione *IUH* di tipo *pdf* gamma incompleta per diversi valori del parametro di forma.

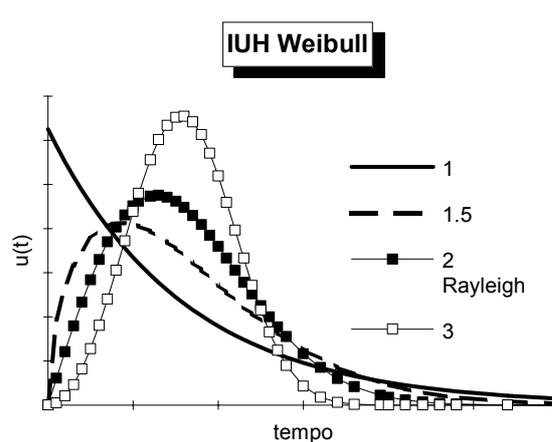


Fig. 5.1.4. Funzione *IUH* secondo una *pdf* di Weibull, per diversi valori del parametro di forma.

5.2. METODO SCS CURVE NUMBER

Generalità

Questo metodo, messo a punto dal Dipartimento dell'Agricoltura degli Stati Uniti [U.S. Dept. Agric., Soil Conservation Service, 1972], è generalmente noto come metodo del "numero di curva" dalla denominazione inglese di *Curve Number*, che deriva dal simbolo usato per la sua parametrizzazione, *CN*. Il metodo assume che, in un evento di piena, il volume specifico del deflusso superficiale, P , sia proporzionale a quello precipitato, I , depurato dell'assorbimento iniziale, I_a , in ragione del rapporto tra volume specifico infiltrato, F , e un volume specifico, S , che caratterizza la *massima ritenzione potenziale* del terreno. Nell'ipotesi che

$$\frac{F}{S} = \frac{P}{I - I_a}, \quad (5.2.1)$$

il bilancio di massa

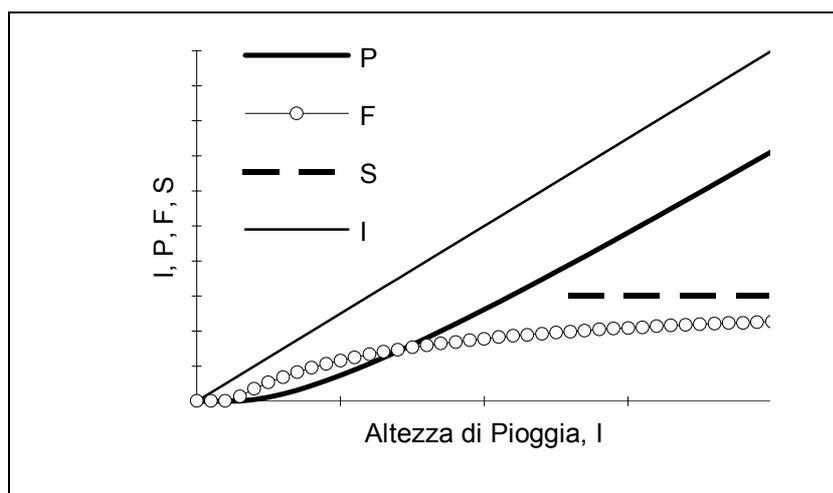
$$F = I - I_a - P \quad (5.2.2)$$

consente di ottenere la relazione

$$P = \frac{(I - I_a)^2}{I - I_a + S}, \quad (5.2.3)$$

che porge la stima del volume specifico di ruscellamento in funzione di quello di pioggia e di due parametri caratteristici del bacino: la capacità di assorbimento iniziale, I_a , e la massima ritenzione potenziale, S (v. Fig. 5.2.1).

Figura 5.2.1
Relazione tra pioggia netta, P , e pioggia lorda, I , secondo il metodo SCS-CN.



Per una certo stato iniziale di imbibimento del bacino al verificarsi di un nubifragio, la massima ritenzione potenziale, S , dipende fondamentalmente dalla combinazione di due

fattori, la natura del terreno e l'uso del suolo. L'effetto combinato di questi due fattori viene rappresentato globalmente dal parametro adimensionale CN , legato a S dalla relazione

$$S = S_0 \left(\frac{100}{CN} - 1 \right) \quad (5.2.4)$$

dove $0 < CN < 100$, e S_0 è una costante di scala, che riflette l'unità di misura adottata e che, per valori di S , F , I e P misurati in mm , è pari a $254 mm$, ovvero $10 pollici$.

Il metodo *SCS Curve Number* prevede la stima di due parametri, I_a e S , ovvero CN . In realtà, il termine di assorbimento iniziale I_a , che rappresenta il volume specifico di pioggia sottratto a priori al bilancio in esame e descrive in modo globale un certo numero di processi differenti, quali l'intercettazione da parte della vegetazione, l'accumulo nelle depressioni superficiali, e l'imbibimento iniziale del terreno, non è facilmente valutabile. Così definito, infatti, esso risulterebbe di difficile taratura, dovendo tenere conto di fattori climatici, geopedologici, e antropici assai complessi. Poichè i dati sperimentali indicano come questo parametro risulti sempre abbastanza correlato con la massima ritenzione potenziale, S , la procedura consigliata da *U.S. Dept. Agric., Soil Conservation Service [1985]* suggerisce, anche per ovviare alle difficoltà di taratura, di esprimerne, almeno in prima approssimazione, una stima basata semplicemente su una quota parte di S , ponendo cioè $I_a = cS$, dove il coefficiente c viene generalmente assunto in letteratura pari a 0.2 (v. Fig. 5.2.2).

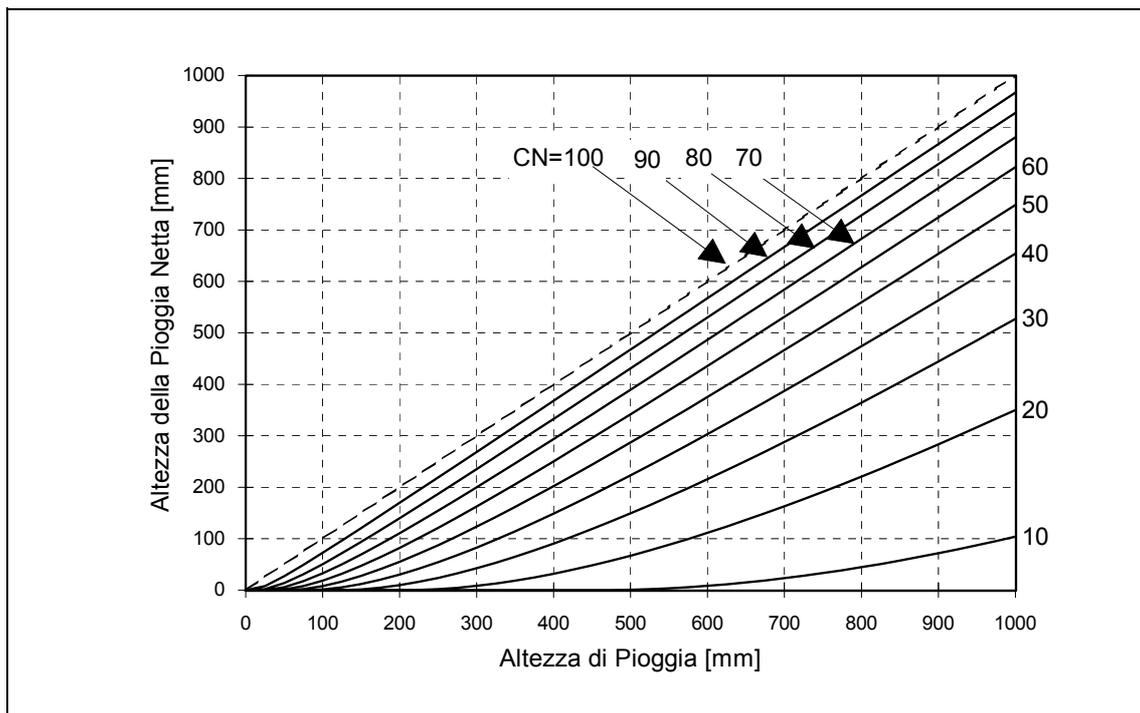


Figura 5.2.2

Abaco per la determinazione della pioggia netta, P , a partire dalla pioggia lorda, I , in base ai diversi valori del parametro CN del metodo *SCS-CN* ($c=0.2$).

Poichè il rifiuto del terreno è un fenomeno dinamico, che dipende dallo stato del sistema, ovvero dello stato di imbibimento del bacino, si assume che il valore di CN possa variare in relazione alle condizioni iniziali di imbibimento all'atto della piena. Lo stato di imbibimento viene espresso, in modo quali-quantitativo, in base ad un indice di pioggia, ovvero la pioggia totale caduta nei cinque giorni che precedono l'evento di piena, API_5 . A seconda del valore di API_5 , vengono identificate le tre classi AMC I, II e III, che rappresentano rispettivamente terreno inizialmente asciutto, mediamente imbibito e fortemente imbibito (v. Tabella 5.2.1). Noto il valore di CN per le condizioni medie di imbibimento, ossia CN_{II} , i valori relativi alle classi AMC I e III si possono valutare rispettivamente tramite le relazioni

$$CN_I = \frac{CN_{II}}{2.38 - 0.0138 CN_{II}}, \quad (5.2.5)$$

$$CN_{III} = \frac{CN_{II}}{0.43 + 0.0057 CN_{II}} \quad (5.2.6)$$

Parametrizzazione in base al tipo idrologico e all'uso del suolo

Per una data condizione AMC , il valore di CN dipende, innanzi tutto, dalle caratteristiche idrologiche del suolo, in relazione alla maggiore e minore permeabilità (v. Tabella 5.2.2). Inoltre, per un dato *tipo idrologico di suolo*, il valore di CN varia, anche notevolmente, a seconda della tipologia di *uso del suolo* stesso, ossia della sua copertura vegetale e del suo grado di antropizzazione. Nelle Tabelle 5.2.3-4 si riportano i valori caratteristici di taratura del parametro CN , il cui valore si ottiene per incrocio delle caratteristiche idrologiche del suolo, secondo i 4 tipi idrologici $A-B-C-D$ a permeabilità decrescente, e delle caratteristiche di uso prevalente del suolo e, più in generale, del territorio. I valori riportati si riferiscono a condizioni di imbibimento medie all'atto dell'evento di piena, ossia per AMC di tipo II, e forniscono quindi il valore di CN_{II} .

Per identificare il *tipo idrologico di suolo* bisogna analizzare le caratteristiche geopedologiche del bacino. A tal scopo, si può anche adottare il procedimento di valutazione proposto da Borselli et al. [1992], che prevede la stima di un indice geopedologico supplementare, Π . Il valore di Π viene calcolato come somma di due indici, che tengono separatamente conto delle caratteristiche strutturali e di tessitura del suolo, Π_1 , e della permeabilità del terreno, Π_2 . I valori caratteristici di Π_1 e Π_2 sono riportati rispettivamente nelle Tabelle 5.2.2a e b.

Va infine rilevato che, nei bacini idrografici, si riscontra generalmente una elevata variabilità spaziale, sia per quanto riguarda il tipo idrologico del suolo, sia per l'uso del suolo (Mancini & Rosso, 1989). Si consiglia, pertanto, di determinare il valore (medio) caratteristico del parametro S a scala di bacino integrando nello spazio i diversi valori di S , e non quelli di CN , a causa della relazione non-lineare che intercorre tra questi due parametri [Carrara et al., 1988].

Applicazione a ietogrammi non uniformi

A ogni passo temporale t_k secondo la discretizzazione adottata (ossia per $t_k=k\Delta t$, con $k=1,2,\dots,N$) si valuta in modo sequenziale il valore della pioggia netta, $P_k=P(t_k)$, in base alla (3), ossia

$$P_k = \begin{cases} 0, & \text{se } I_k < cS \\ \frac{(I_k - cS)^2}{I_k + (1-c)S}, & \text{se } I_k \geq cS \end{cases}, \quad (5.2.8)$$

dove il valore della pioggia lorda cumulata, $I_k=I(t_k)$, è dato da

$$I_k = \int_0^{t_k} i(t) dt, \quad (5.2.9)$$

essendo $i(t)$ lo ietogramma di ingresso. In base al valore di P_k , si ricava

$$\Delta P_k = P_k - P_{k-1}, \quad (5.2.10)$$

Si può facilmente verificare come, a scala di evento, questa procedura di discretizzazione conservi la (3), alla base della corretta applicazione del metodo *SCS curve number*.

Tabella 5.2.1. Definizione dello stato di imbibimento del terreno.

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

Tabella 5.2.2A. Indice geopedologico, Π_1 , in funzione delle caratteristiche di tessitura e di struttura del suolo.

Tessitura	Struttura		
	Forte, Incoerente	Moderata	Debole, Lamellare Massiva
Grossolana	1	2	3
Media	4	5	6
Fine	7	8	9

Tabella 5.2.2B. Indice geopedologico di permeabilità, Π_2 .

Permeabilità orizzonte superiore, in cm/ora	Riduzione permeabilità orizzonte inferiore	Profondità a cui inizia la riduzione di permeabilità, in cm			
		<25.4	25.4÷51	51÷102	>102
>12	piccola	-	-	-	1÷2
	moderata	5÷7	3÷4	2÷3	1÷2
	pronunciata	10	8÷10	4÷8	1÷3
6÷12	piccola	-	-	-	5÷6
	moderata	6÷8	4÷5	3÷4	5÷6
	pronunciata	10	8÷10	5÷7	7÷8
2÷6	piccola	-	-	-	5÷6
	moderata	7÷8	6÷7	5÷6	5÷6
	pronunciata	9÷10	8÷9	7÷8	7÷8
0.5÷2	piccola	-	-	-	7÷8
	moderata	8÷9	7÷8	5÷6	5÷6
	pronunciata	9÷10	8÷9	7÷8	7÷8
<0.5	piccola	-	-	-	9÷10
	moderata o pronunciata	9÷10	9÷10	9÷10	9÷10

Tabella 5.2.2C. Tipi idrologici di suolo e relativi valori dell'indice geopedologico, $\Pi = \Pi_1 + \Pi_2$.

← Tipo Idrologico di Suolo →			
A ($0 \leq \Pi \leq 5$)	B ($6 \leq \Pi \leq 10$)	C ($11 \leq \Pi \leq 15$)	D ($16 \leq \Pi \leq 19$)
sabbie profonde, terriccio marnoso profondo, aggregati limosi e sabbiosi	sabbie argillose, terriccio marnoso sottile	Argille sabbiose, suoli poveri di contenuti organici, suoli ricchi di componenti argillosi	suoli con tendenza al rigonfiamento in presenza di umidità, argille plastiche, suoli salini

Tabella 5.2.3. Valori caratteristici del parametro CN_{II} nelle zone urbanizzate, quali si ottengono incrociando le caratteristiche di permeabilità del terreno (rappresentate dal *tipo idrologico di suolo*) con quelle di uso del suolo (in base alla *tipologia di uso del territorio*).

Valori del parametro CN (adimensionale)	← Tipo idrologico Suolo →			
	A	B	C	D
↓ Tipologia di Uso del Territorio				
Terreni coltivati, in presenza di pratiche di conservazione del suolo*	62*	71*	78*	81*
Terreni coltivati, in assenza di pratiche di conservazione del suolo*	72*	81*	88*	91*
Prati	≤30*	58*	71*	78*
Boschi, in presenza di copertura rada e senza sottobosco*	45*	66*	77*	83*
Boschi e foreste, in presenza di copertura fitta e con sottobosco*	25*	55*	70*	77*
Spazi aperti con manto erboso superiore al 75% dell'area	39	61	74	80
Spazi aperti con manto erboso compreso tra il 50 ed il 75% dell'area	49	69	79	84
Spazi aperti con manto erboso inferiore al 50% dell'area	68	79	86	89
Zone industriali (area impermeabile 72%)	81	88	91	93
Zone commerciali e industriali (area impermeabile 85%)	89	92	94	95
Zone residenziali, lotti fino a 500 m ² (area impermeabile 65%)	77	85	90	92
Zone residenziali, lotti di 500÷1000 m ² (area impermeabile 38%)	61	75	83	87
Zone residenziali, lotti di 1000÷1500 m ² (area impermeabile 30%)	57	72	81	86
Zone residenziali, lotti di 1500÷2000 m ² (area impermeabile 25%)	54	70	80	85
Zone residenziali, lotti di 2000÷5000 m ² (area impermeabile 20%)	51	68	79	84
Zone residenziali, lotti di 5000÷10000 m ² (area impermeabile 12%)	46	65	77	82
Parcheggi, tetti, autostrade,	98	98	98	98
Strade pavimentate o asfaltate, dotate di drenaggio	98	98	98	98
Strade con letto in ghiaia	76	85	89	91
Strade battute in terra	72	82	87	89

* per i diversi tipi di copertura vegetale e coltivazione v. Tabelle 5.2.4-5.

Tabella 5.2.4. Valori caratteristici del parametro CN_{II} per le zone rurali, ottenuti incrociando il *tipo idrologico di suolo* con l'uso agricolo del suolo in base alla *tipologia di coltivazione*.

Valori del parametro CN	←Tipo Idrologico Suolo →			
↓ Tipologia di Coltivazione	A	B	C	D
Maggese nudo o arato <i>a ritocchino</i>	77	86	91	94
Maggese residuo (almeno il 5%) in cattive/buone condizioni*	76/74	85/83	90/88	93/90
Filari** <i>a ritocchino</i> in cattive/buone condizioni*	72/67	81/78	88/85	91/89
Filari** <i>per traverso</i> in cattive/buone condizioni*	70/65	79/75	84/82	88/86
Filari** <i>per traverso e terrazzati</i> in cattive/buone condizioni*	66/62	74/71	80/78	82/81
Cereali*** <i>a ritocchino</i> in cattive/buone condizioni*	65/63	76/75	84/83	88/87
Cereali*** <i>per traverso</i> in cattive/buone condizioni*	63/61	74/73	82/81	85/84
Cereali*** <i>per traverso e terrazzati</i> in cattive/buone condizioni*	61/59	72/70	79/78	82/81
Leguminose o prato a rotazione <i>a ritocchino</i> in cattive/buone condizioni*	66/58	77/72	85/81	89/85
Leguminose o prato a rotazione <i>per traverso</i> in cattive/buone condizioni*	64/55	75/69	83/78	85/83
Leguminose o prato a rotazione <i>per traverso e terrazzato</i> , in cattive/buone condizioni*	63/51	73/67	80/76	83/80

*condizioni dettate da: *a*) densità del manto vegetale, *b*) durata annuale della copertura, *c*) tipologia di rotazione, *d*) percentuale di copertura del terreno, *e*) grado di rugosità della superficie.

**mais, vigneti, arboreti.

***grano, sorgo.

Tabella 5.2.5. Valori caratteristici del parametro CN_{II} per le zone rurali, ottenuti incrociando il *tipo idrologico di suolo* con le caratteristiche di *copertura vegetale*.

Valori del parametro CN	←Tipo Idrologico Suolo →			
↓ Copertura vegetale	A	B	C	D
Zone Umide				
Pascolo in cattive/discrete/buone condizioni ¹	68/49/39	79/69/61	86/79/74	89/84/80
Pascolo per traverso in cattive/discrete/buone condizioni ¹	47/25/6	67/59/35	81/75/70	88/83/79
Prato protetto dal pascolo e soggetto a fienagione	≤30	58	71	78
Sterpaglia in cattive/discrete/buone condizioni ²	48/35/30	67/56/48	77/70/65	83/77/73
Combinazione di bosco (50%) e prato (50%), ad es. frutteto , in cattive/discrete/buone condizioni ²	57/43/32	73/65/58	82/76/72	86/82/79
Bosco in cattive/discrete/buone condizioni ³	45/36/25	66/60/55	77/73/70	83/79/77
Zone Aride e Semiaride				
Manto erboso in cattive/discrete/buone condizioni ⁴		80/71/62	87/81/74	93/89/85
Macchia boschiva ⁵ in cattive/discrete/buone condizioni ⁴		66/48/30	74/57/41	79/63/48
Cespugli ⁶ in cattive/discrete/buone condizioni ⁴ ,		75/58/41	85/73/61	89/80/71
Macchia arbustiva ⁷ in cattive/discrete/buone condizioni ⁴		67/51/35	80/63/47	85/70/55
Vegetazione desertica ⁸ in cattive/discrete/buone condizioni ⁴	63/55/49	77/72/68	85/81/79	88/86/84

¹cattive condizioni: copertura inferiore al 50% e elevato sfruttamento; discrete condizioni: copertura tra il 50 e il 75% e modesto sfruttamento; buone condizioni: copertura superiore al 75% e sfruttamento saltuario.

²cattive/discrete/buone condizioni: copertura inferiore al 50%, tra il 50 e il 75%, superiore al 75%.

³cattive condizioni: sottobosco soggetto a sfruttamento e distruzione per via degli incendi; discrete condizioni: sottobosco soggetto a sfruttamento, ma al riparo dagli incendi; buone condizioni: sottobosco protetto.

⁴cattive condizioni: copertura inferiore al 30%; discrete condizioni: copertura tra il 30 e il 70%; buone condizioni: copertura superiore al 70%.

⁵per esempio, boschi nativi misti (rovere, castagno, pioppo, acero, pino marittimo, lauro, ecc.).

⁶per esempio, cespugli nativi misti (ginepro, rosmarino, ginestra, ecc.).

⁷per esempio, arbusti nativi misti (artemisia tridentata, salvia, ecc.).

⁸per esempio, agave, fico d'india, peyote, cactus, ecc.

Metodo SCS-CN e Antico Metodo Italiano

L'antico metodo italiano

Indichiamo con I il volume (specifico) dell'afflusso meteorico, rovesciato a un tasso costante i dopo un tempo t dall'inizio del nubifragio, cioè $I=it$, dove siano, inoltre, trascurabili le variazioni spaziali sull'area in esame, che viene investita dalla precipitazione in modo uniforme. Indichiamo con P la quota parte di I rifiutata dal terreno, cioè il volume (specifico) della pioggia ruscellante a un tasso $p=dP/dt$. Il metodo per il calcolo del rifiuto proposto da Fantoli [1904] muove dall'ipotesi che, per una data intensità di pioggia, il coefficiente di afflusso $\Phi=P/I$ cresca nel tempo secondo una legge di potenza, ossia $\Phi=P/I \propto t^b$. Per una pioggia di intensità i , si assume quindi

$$\Phi = \left(\frac{t}{\beta}\right)^{B_1}, \quad (5.2.11)$$

dove β è un parametro, il cui valore dipende da i , e B_1 è un esponente, che si assume, in accordo alle osservazioni sperimentali, pari a $1/3$; questo valore, fu proposto originariamente da Fantoli [1904]. L'intensità del ruscellamento, i , che affluisce in rete, risulta

$$p = \frac{dP}{dt} = \frac{d}{dt}(\Phi it) = i \left(\Phi + \frac{d\Phi}{dt} t \right), \quad (5.2.12)$$

da cui, sostituendo a Φ la (1), si ottiene

$$p = \frac{4}{3} i \left(\frac{t}{\beta}\right)^{1/3}, \quad (5.2.13)$$

dove $0 \leq p \leq i$. Per la (13), il ruscellamento p tende a crescere nel tempo, fino a che non viene raggiunto un valore pari all'intensità della pioggia. La condizione di equilibrio, $p=i$, corrisponde a

$$\Phi + t \frac{d\Phi}{dt} = 1,$$

ovvero a

$$\frac{4}{3} \left(\frac{t}{\beta}\right)^{1/3} = \frac{4}{3} \Phi = 1.$$

e si realizza per $\Phi=3/4$, ossia dopo un tempo

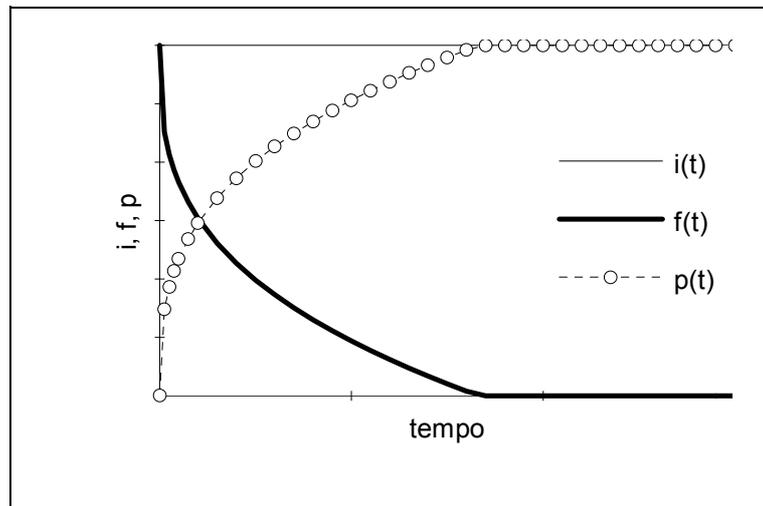
$$t_e = \left(\frac{3}{4}\right)^3 \beta = \frac{27}{64} \beta \quad (5.2.14)$$

dall'inizio del nubifragio (v. Supino [1964] pp.92-100). L'afflusso in rete risulta quindi

$$p = \begin{cases} \frac{4}{3}i(t/\beta)^{1/3}, & \text{per } t \leq t_e; \\ i, & \text{per } t > t_e \end{cases} \quad (5.2.15)$$

mentre la perdita per infiltrazione, inizialmente pari a i , decresce nel tempo fino all'equilibrio, dopo un tempo t_e , successivamente al quale si annulla (v. Figura 5.2.3). Nella versione originale, il parametro di scala della (11) viene indicato con $\chi=\beta^{-1/3}$, con $[\beta]=T$ e $[\chi]=T^{-1/3}$.

Figura 5.2.3
 Risposta del terreno a una pioggia uniforme di intensità $i(t)=i$ e durata indefinita: andamento del tasso di ruscellamento, $p(t)$, del tasso di assorbimento, $i(t)-p(t)$, e del fattore di rifiuto $\phi=p(t)/i(t)$, secondo l'antico metodo italiano.



La determinazione della relazione tra il parametro β e l'intensità media dello scroscio, i , richiede nuovamente il supporto delle osservazioni sperimentali. Su tali basi, Fantoli [1904] suggerisce la relazione monomia

$$\chi = c_F i^{B_2}, \quad (5.2.16)$$

dove c_F è un parametro, che dipende soltanto dalla natura del terreno e dall'uso del suolo, e B_2 un esponente, per cui viene indicato ancora il valore di $1/3$. Per $B_2=1/3$, la (16) può anche scriversi come

$$\beta = \frac{1}{c_F^3 i}, \quad (5.2.17)$$

che indica come il tempo caratteristico, β , e il tempo di equilibrio, t_e , proporzionale a β in virtù della (14), siano inversamente proporzionali all'intensità media dello scroscio, i . Per un nubifragio di durata t_r e intensità i , combinando la (15) e la (17) si ottiene

$$p = \begin{cases} \frac{4}{3} c_F i^{4/3} t^{1/3}, & \text{per } t \leq t_e = \frac{1}{i} \left(\frac{3}{4c_F} \right)^3 \\ i, & \text{per } t > t_e = \frac{1}{i} \left(\frac{3}{4c_F} \right)^3 \end{cases}, \quad (5.2.18)$$

dove $[c_F]=L^{-1/3}$. Poichè il contributo specifico di piena è dato da

$$P = \int_0^{t_r} p(t) dt, \quad (5.2.19)$$

si ricava, sostituendo la (8) in luogo di q nella (9) e integrando

$$P = \begin{cases} c_F I^{4/3}, & \text{per } t_r \leq t_e, \text{ o per } I \leq \left(\frac{3}{4c_F}\right)^3 \\ I - \frac{1}{4} \left(\frac{3}{4c_F}\right)^3, & \text{per } t_r > t_e, \text{ o per } I > \left(\frac{3}{4c_F}\right)^3 \end{cases} \quad (5.2.20)$$

Poichè

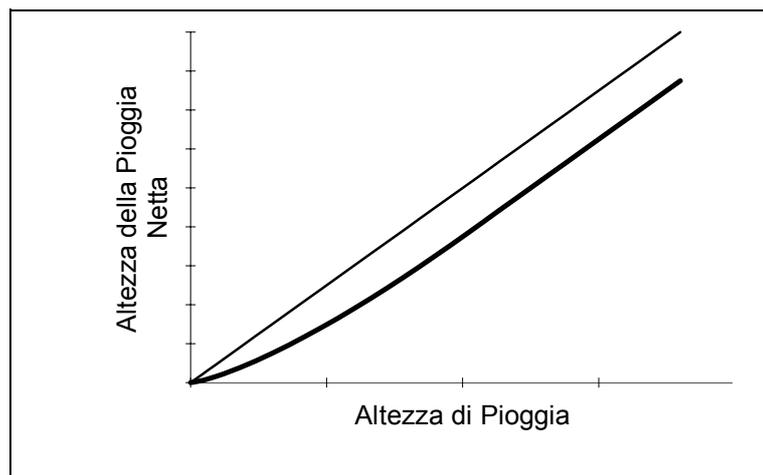
$$I_e = \left(\frac{3}{4c_F}\right)^3$$

rappresenta l'altezza di pioggia necessaria a instaurare l'equilibrio tra l'afflusso meteorico e il ruscellamento sui versanti, la (20) si può anche scrivere come

$$P = \begin{cases} \frac{3}{4} \left(\frac{I}{I_e}\right)^{1/3} I, & \text{per } I \leq I_e \\ I - I_e/4, & \text{per } I > I_e \end{cases}, \quad (5.2.22)$$

dove il parametro I_e , in virtù della (21) e per la definizione di c_F , dipende soltanto dalla natura del terreno e dall'uso del suolo (v. Figura 5.2.4).

Figura 5.2.4
Relazione tra pioggia netta, P , e pioggia lorda, I , secondo l'antico metodo italiano.



Il coefficiente di afflusso, $\Phi=P/I$, talvolta denominato anche coefficiente globale di afflusso in rete, risulta quindi

$$\Phi = \begin{cases} \frac{3}{4} \left(\frac{I}{I_e} \right)^{1/3}, & \text{per } t_r \leq t_e \text{ o } I \leq I_e, \text{ o } \Phi \leq \frac{3}{4} \\ 1 - \frac{I_e}{4I}, & \text{per } t_r > t_e, \text{ o } I > I_e, \text{ o } \frac{3}{4} < \Phi \leq 1 \end{cases}, \quad (5.2.23)$$

ovvero, secondo la notazione tradizionale

$$\Phi = \begin{cases} c_F I^{1/3}, & \text{se } \Phi \leq \frac{3}{4} \\ 1 - \frac{1}{4I} \left(\frac{3}{4c_F} \right)^3, & \text{se } \frac{3}{4} < \Phi \leq 1 \end{cases}, \quad (5.2.24)$$

La (24) indica come il coefficiente di afflusso aumenti con il volume specifico di pioggia secondo una legge di potenza fino a raggiungere, in corrispondenza della condizione dinamica di equilibrio, il valore 3/4, per poi tendere asintoticamente all'unità (v. Figura 5.2.5).



Sostituendo il parametro I_e in luogo di c_F nella (18), si può ricavare l'andamento temporale del tasso di ruscellamento in risposta a un tasso costante di precipitazione di durata indefinita

$$p = \begin{cases} i \left(\frac{it}{I_e} \right)^{1/3}, & \text{per } t \leq t_e = I_e/i \\ i, & \text{per } t > t_e = I_e/i \end{cases}. \quad (5.2.25)$$

in una forma molto semplice. La (25) descrive in modo sintetico il processo del rifiuto da parte del terreno a trattenere le acque di pioggia, che si evolve secondo una legge di potenza fino a che la pioggia cumulata non raggiunge la soglia I_e , dopo di che si instaura l'equilibrio.

Parametrizzazione tramite SCS-CN

La valutazione del coefficiente c_F , ovvero dell'altezza di equilibrio I_e , può essere condotta in base a valori sperimentali del fattore di rifiuto, relativi a note condizioni di pioggia; per esempio, noto il valore di $\Phi = \Phi_s$, relativo a un evento di meteorico caratterizzato da una altezza di pioggia I_s , dove il pedice s sta a indicare un certo standard sperimentale, indipendentemente dalla durata della pioggia stessa. In virtù della (23) si ottiene infatti

$$I_e = \begin{cases} I_s \left(\frac{3}{4\Phi_s} \right)^3, & \text{se } \Phi_s \leq \frac{3}{4} \\ 4I_s(1 - \Phi_s), & \text{se } \frac{3}{4} < \Phi_s \leq 1 \end{cases}, \quad (5.2.26)$$

e, analogamente, dalla (14) si ricava

$$c_F = \begin{cases} \Phi_s / I_s^{1/3}, & \text{se } \Phi_s \leq \frac{3}{4} \\ \frac{3}{4} [4I_s(1 - \Phi_s)]^{-1/3}, & \text{se } \frac{3}{4} < \Phi_s \leq 1 \end{cases}. \quad (5.2.27)$$

Nelle applicazioni di idrologia urbana, sono spesso disponibili valori sperimentali del coefficiente di afflusso relativi a una pioggia di altezza pari a 45 mm, generalmente caduti in un'ora. In questo caso, la (27) porge

$$c_F = \begin{cases} 0.2811\Phi_s, & \text{se } \Phi_s \leq \frac{3}{4} \\ 0.1328(1 - \Phi_s)^{-1/3}, & \text{se } \frac{3}{4} < \Phi_s \leq 1 \end{cases}, \quad (5.2.28)$$

dove c_F viene misurato in $mm^{-1/3}$, mentre dalla (26) si ottiene, per I_e misurato in mm, la formula

$$I_e = \begin{cases} 45 \left(\frac{3}{4\Phi_s} \right)^3, & \text{se } 0 \leq \Phi_s \leq \frac{3}{4} \\ 180(1 - \Phi_s), & \text{se } \frac{3}{4} < \Phi_s \leq 1 \end{cases}, \quad (5.2.29)$$

Generalmente, i valori *standard* del coefficiente di afflusso Φ_s dovrebbero esser dati in funzione di due fattori: la natura del terreno e l'uso del suolo, specialmente in relazione agli insediamenti e alle infrastrutture urbane. Talvolta sono però disponibili valori di Φ_s relativi soltanto al secondo fattore, sia a scala di versante, sia a scala di bacino.

Un'alternativa efficiente alla stima del coefficiente c_F , ovvero dell'altezza di equilibrio I_e , tramite i valori standard del fattore di rifiuto è costituita dall'impiego dei valori sperimentali del parametro *CN*, fornito dalla ricca documentazione messa a punto dal *Soil Conservation Service* del Dipartimento dell'Agricoltura degli Stati Uniti.. Poichè il metodo di Fantoli indica

che, asintoticamente, l'assorbimento del terreno risulta pari a un quarto dell'altezza di equilibrio I_e , si può assumere che, in tali condizioni, tale volume idrico corrisponda al *potenziale massimo di ritenzione del terreno*, S , corretto dell'effetto di iniziale assorbimento, pari a cS , secondo lo schema del metodo *SCS-CN*. Si può quindi assumere

$$I_e = 4(1+c)S, \quad (5.2.30)$$

dove S è un volume idrico specifico, ossia $[S]=L$, il cui valore caratterizza la natura idrologica del terreno e l'uso del suolo nel loro insieme, mentre il coefficiente adimensionale c viene generalmente assunto pari a 0.2. I valori caratteristici di S si possono determinare in funzione del fattore CN , che tiene conto congiuntamente della natura idrologica del terreno e dell'uso del suolo e si trova ampiamente tabulato sia per le zone rurali che per quelle urbane. La (30) permette di calcolare il coefficiente di afflusso come

$$\Phi = \begin{cases} \frac{3}{4} \left[\frac{I}{4(1+c)S} \right]^{1/3}, & \text{se } I \leq (1+c)S \\ 1 - \frac{(1+c)S}{I}, & \text{se } I > (1+c)S \end{cases}, \quad (5.2.31)$$

In questo caso, il valore standard del coefficiente di afflusso risulta

$$\Phi_s = \begin{cases} \frac{3}{4} \left[\frac{I_s}{4(1+c)S} \right]^{1/3}, & \text{se } I_s \leq (1+c)S \\ 1 - \frac{(1+c)S}{I_s}, & \text{se } I_s > (1+c)S \end{cases}, \quad (5.2.32)$$

e, tenendo conto della (31), il valore del coefficiente c_F , secondo la notazione originale del metodo di Fantoli, è dato da

$$c_F = \frac{3}{4} [4(1+c)S]^{-1/3}. \quad (5.2.33)$$

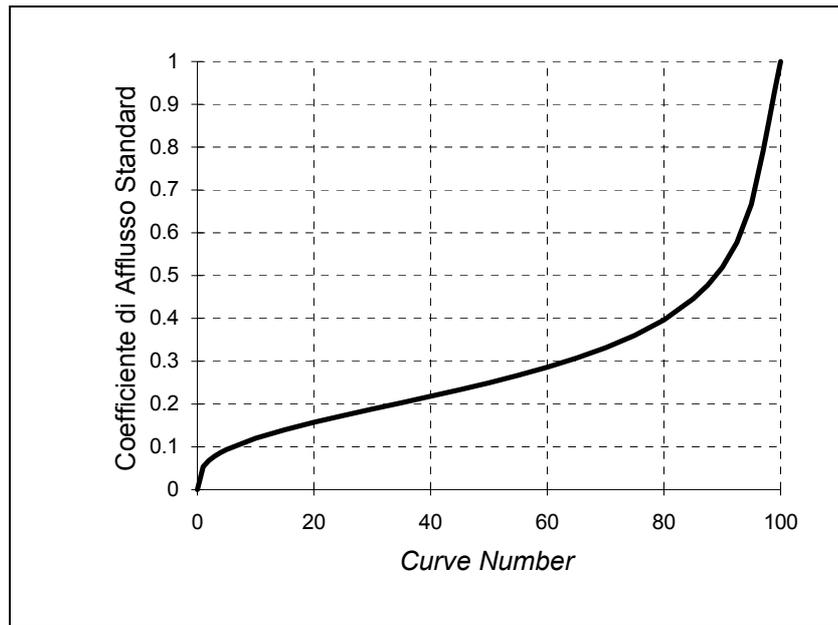
Nel caso di una pioggia standard di 45 mm di altezza, dalla (31) si ottiene

$$\Phi_s = \begin{cases} 1.681 [(1+c)S]^{-1/3}, & \text{se } (1+c)S \geq 45\text{mm} \\ 1 - \frac{(1+c)S}{45}, & \text{se } (1+c)S < 45\text{mm} \end{cases}, \quad (5.2.34)$$

dove S va misurato in mm. Per le condizioni standard della (34), Figura 5.2.6 riporta un abaco per la stabilire la corrispondenza fra i parametri CN e Φ_s .

Va infine rilevata l'equivalenza dei parametri $I_e/4$ dell'antico metodo italiano, S del metodo *SCS-CN*, e $S_{\max} \cdot \left(\frac{100 - S_0}{100} \right)$ della classe dei modelli *PDM* e del metodo di *Nanchino*.

Figura 5.2.6
Abaco per la
valutazione del
coefficiente di afflusso
standard, Φ_s , in
funzione del parametro
 CN del metodo $SCS-$
 CN .



5.3. METODO TOPOGRAFICO -TOP MODEL

Il metodo di valutazione del deflusso superficiale proposto da Kirby & Beven [1979] si basa sul meccanismo di saturazione del suolo per risalita della falda freatica che, intercettando la superficie del versante, ne delimita una porzione satura. Questa zona del bacino è detta area contribuente (v. Figura 5.1.2) e la produzione di deflusso superficiale è quindi dovuta al tasso di precipitazione che sollecita la sola area contribuente, A_c . La particolarità di questo modello sta nel considerare la pendenza topografica del versante (da cui il nome) quale responsabile diretta della formazione dell'area contribuente e, quindi, del deflusso superficiale.

Lo schema di calcolo per la determinazione dell'area contribuente individua sul versante una posizione, i , cui compete una profondità della falda freatica z_i , una pendenza del versante, $\tan \beta_i$, ed un'area drenata a monte, per unità di lunghezza della isoipsa passante per il punto i , a_i . Tale area risulta strettamente legata alla conformazione morfologica del versante stesso; per esempio, assume valori maggiori nel caso in cui il versante a monte abbia forma concava, rispetto al caso di un versante di forma convessa. Si indica inoltre, con

$$T(z_i) = \int_{z_i}^Z K(z) dz \quad (5.3.1)$$

la trasmissività idraulica per unità di larghezza del versante, essendo $[T]=L^2T^{-1}$. Lo spessore della falda in un punto di un generico versante si estende dalla profondità della superficie freatica, z_i , misurata dalla superficie del suolo, alla profondità dell'orizzonte impermeabile, Z .

- i) Vengono, inoltre, formulate le seguenti ipotesi.
- ii) La ricarica della falda sia $q_i=pa_i$, ipotizzando cioè che tutto quello che piove sul versante di area a_i pervenga alla falda.
- iii) La portata uscente per unità di lunghezza dell' isoipsa sia $q_u=T(z_i)\tan\beta_i$.
- iv) Il carico capillare sia trascurabile.
- v) Le condizioni di moto siano stazionarie, ossia $q_i=q_u$.
- vi) La superficie libera della falda presenti la stessa pendenza di quella del versante per la zona satura, ovvero la cadente piezometrica sia parallela alla superficie del terreno.
- vii) La conduttività idraulica satura diminuisca esponenzialmente con la profondità, ossia $K(z)=K_0 \cdot \exp(-zf)$, posti K_0 la conduttività idraulica satura in superficie, ed f un coefficiente di taratura dimensionale, con $[f]=L^{-1}$.
- viii) La profondità dello strato impermeabile, Z , sia molto maggiore di z_i .

Esaminando un volume di controllo di larghezza unitario (v. Fig. 5.3.1) delimitato nella parte superiore dalla superficie del versante, a_i , e inferiormente dall'orizzonte impermeabile a profondità, Z , dalle ipotesi i) e ii) si ottiene

$$pa_i=T(z_i)\tan\beta_i. \quad (5.3.2)$$

in cui $T(z_i)$, trasmissività idraulica satura, che, in virtù dell'ipotesi vii) e viii), assume l'espressione:

$$T(z_i) = \int_{z_i}^z K(z) dz = \frac{K_0}{f} \exp(-fz_i) \quad (5.3.3)$$

Posto $K_0/f=T_0$, combinando la (2) e la (3), si può scrivere

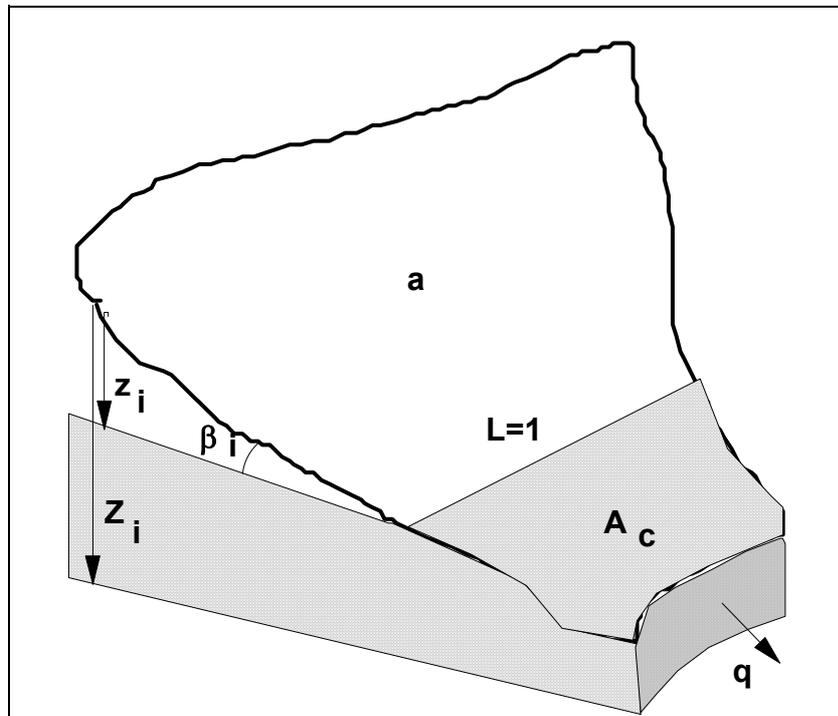
$$p \cdot a_i = T_0 \cdot \tan \beta_i \cdot \exp(-fz_i) \quad (5.3.4)$$

da cui si ricava il valore locale della profondità della superficie freatica, come

$$z_i = -\frac{1}{f} \ln \frac{a_i p}{T_0 \tan \beta_i} \quad , \quad (5.3.5)$$

dove il termine $\ln(a_i/\tan \beta_i)$ viene definito *fattore topografico* (locale).

Figura 5.3.1
 Applicazione del metodo Topografico ad un volume elementare delimitato superiormente dalla superficie della falda posta alla profondità z_i dalla superficie del terreno, di pendenza β_i , ed inferiormente da uno strato impermeabile posto alla profondità Z_i . Il deflusso idrico, per lunghezza unitaria di isoipsa è q , l'area drenata è a , e l'area contribuyente A_c



Poiché va determinata quella porzione di area del versante che, essendo satura, contribuisce alla formazione della piena, si deve imporre nella (5) la condizione $z_i=0$, condizione che si verifica allorchè la superficie freatica interseca quella del versante (detta condizione morotea).

Il modello, almeno nella sua formulazione originaria, simula la formazione del deflusso alla scala di bacino, in base ai meccanismi propri del fenomeno a scala di versante, integrando le grandezze relative ai versanti sulla superficie del bacino, A . La profondità media della falda assume allora l'espressione

$$\bar{z} = \frac{1}{A} \int_A z_i dA = -\frac{1}{f} \lambda - \ln T_e \quad (5.3.6)$$

avendo posto

$$\lambda = \frac{1}{A} \int_A \ln \frac{a_i}{\tan \beta_i} dA, \quad (5.3.7)$$

$$\ln T_e = \frac{1}{A} \int_A \ln T_i dA_b \quad (5.3.8)$$

rispettivamente la media del fattore topografico e del logaritmo della trasmissività. La profondità locale della falda, z_i , in funzione dei suddetti valori medi risulta

$$z_i = \bar{z} - \frac{1}{f} \left(\ln \frac{a_i}{\tan \beta_i} - \lambda + \ln \frac{T_e}{T_i} \right), \quad (5.3.9)$$

che qualora si assuma ininfluenza la variabilità spaziale della trasmissività rispetto a quella topografica risulta funzione solamente di quest'ultima (Wood et al., 1988).

La variabilità del fattore topografico $x = \ln \frac{a_i}{\tan \beta_i}$ viene generalmente interpretata tramite una *pdf* di tipo gamma, a tre parametri, definita come

$$p(x) = \frac{1}{\chi \Gamma(\alpha)} \left(\frac{x-\mu}{\chi} \right)^{\alpha-1} \exp \left[-\frac{(x-\mu)}{\chi} \right] \quad (5.3.10)$$

dove α è il parametro di forma, χ il parametro di scala, μ il parametro di posizione, e $\Gamma(\cdot)$ indica la funzione gamma completa. Il metodo dei momenti fornisce poi le espressioni per i tre parametri in base ai valori campionari ricavabili dalla cartografia, preferibilmente su supporto digitale. Ad esempio la media del fattore topografico, λ , è data da $\lambda = \alpha\chi + \mu$.

L'area contribuyente, A_c , viene determinata dalla condizione limite $z_i=0$, per cui la (9) si riscrive come

$$\bar{z} = \frac{1}{f} \left(\ln \frac{a_i}{\tan \beta_i} - \lambda \right), \quad (5.3.11)$$

che rappresenta il valore medio della profondità della falda necessario ad ottenere l'area contribuyente. Le equazioni (9) ed (11) possono anche essere esplicitate in termini di deficit idrico locale s_i

$$s_i = \bar{s} - m \left(\ln \frac{a_i}{\tan \beta_i} - \lambda + \ln \frac{T_e}{T_i} \right) \quad (5.3.12)$$

avendo l'avvertenza di sostituire il parametro f con $m = \delta\theta/f$, ad esso inversamente proporzionale, tramite la porosità θ ed una costante δ . La (12) fornisce quindi il valore del fattore topografico limite $x^* = \ln\left(\frac{a_i}{\tan\beta_i}\right)^*$, tale per cui, la percentuale dell'area del bacino contribuente, a_c corrisponde a quella porzione in cui

$$x = \ln\left(\frac{a_i}{\tan\beta_i}\right) \geq x^* = \lambda + m\bar{s} \quad (5.3.13)$$

e viene calcolata, quindi, come

$$a_c = 1 - P(\lambda + m\bar{s}) \quad (5.3.14)$$

essendo $P(x)$ la *CDF* del fattore topografico.

La conoscenza del volume di deficit idrico medio nel bacino, \bar{s} funzione dell'evento meteorico e del deficit idrico iniziale, \bar{s}_0 , nel rispetto dell'equazione di continuità, permette di determinare in modo univoco la percentuale di area contribuente, a_c , e quindi il tasso di deflusso superficiale, p , come:

$$p = a_c \cdot (t) i \quad (5.3.15)$$

5.4. MODELLO TOPOLOGICO LINEARE DI DISPERSIONE IDROGRAFICA

La struttura morfologica dell'insieme dei canali, che si compongono per dare origine al reticolo idrografico, determina l'effetto di concentrazione dei deflussi di ruscellamento, originati dai versanti e trasportati lungo i rami della rete, alla sezione di sbocco del bacino. Questo deflusso superficiale viene valutato in base alla risposta idrologica della rete idrografica; in questa trasformazione, l'effetto di laminazione dei singoli rami della rete è trascurabile rispetto all'effetto della **dispersione geomorfologica**, dovuto all'insieme della rete stessa [Troutman et Karlinger, 1985]. I modelli globali, che descrivono il fenomeno in modo sintetico, sono finalizzati a rappresentare l'effetto complessivo del sistema idrografico sulla dinamica della piena, trascurando generalmente i fenomeni idraulici di moto vario, che caratterizzano la propagazione fluviale.

Nell'ambito di questo progetto si utilizza, per la sua semplicità, il modello topologico lineare TIUH *Weibulliano*, proposto da Troutman e Karlinger ; per questo modello, si rappresentano le proprietà della rete idrografica in base al modello topologico aleatorio di Shreeve [1966, 1967, 1972] e Smart [1972, 1974]. Questo metodo prevede che venga assegnato ad ogni canale della rete, un ordine, secondo le seguenti regole:

- a ciascun ramo esterno, viene assegnato ordine 1;
- quando due rami esterni si uniscono, il ramo interno assume ordine 2;
- quando due rami interni, rispettivamente di ordine n ed m , si uniscono, il ramo tributario assume ordine $n+m$;
- la *magnitudo* del bacino (pari al numero delle sue sorgenti) coincide con l'ordine del suo ramo di chiusura.

Questo criterio è alla base dello sviluppo del *modello aleatorio* della struttura idrografica. dal punto di vista della risposta idrologica della rete idrografica, i parametri fondamentali del modello topologico sono la magnitudo, ossia il numero complessivo di rami esterni della rete stessa, e il diametro del reticolo, cioè la distanza topologica massima.

Il modello TIUH (*Topological Instantaneous Unit Hydrograph*) permette di rappresentare l'andamento dell'idrogramma di piena per un bacino idrografico di superficie A , la cui rete idrografica sia descritta dal modello topologico aleatorio, in base all'idrogramma unitario istantaneo nella forma

$$u(t) = \frac{\theta}{\kappa} \left(\frac{t}{\kappa}\right)^{\theta-1} \exp\left[-\left(\frac{t}{\kappa}\right)^\theta\right], \quad (5.4.1)$$

dove κ indica il *parametro di scala* e θ il *parametro di forma*. Il parametro di forma θ è dato dalla dimensione frattale D della rete idrografica e il parametro di scala κ è funzione della magnitudo della rete, M , della lunghezza media dei rami, l_m , della celerità di propagazione media nel generico ramo, c_i , e della stessa dimensione frattale D della rete. Una volta noti la magnitudo M e il diametro L della rete fluviale, D può essere stimata [Agnese et al., 1996] dall'equazione

$$D = \frac{\ln(2M - 1)}{\ln(L)}, \quad (5.4.2)$$

Generalizzando il metodo TIUH proposto da *Troutman* e *Karlinger*, il parametro di scala temporale κ può essere valutato con la relazione

$$\kappa = D \frac{l_n \sqrt{M}}{c_i}, \quad (5.4.3)$$

dove M , L e l_m discendono dalla descrizione geomorfologica quantitativa del reticolo idrografico, tramite il modello topologico di *Shreve*. La forma del TIUH, determinata dal valore di D , dipende esclusivamente dalla geomorfologia fluviale, ossia dai valori di M e L . L'integrale di convoluzione viene quindi risolto per sommatorie discrete con passo temporale t_m , ovvero infittendo opportunamente la discretizzazione adottata.

5.5. IMPIEGO DEL SOFTWARE FLEA

Le simulazioni compiute nella procedura di validazione del metodo utilizzato per ricavare il parametro di assorbimento *CN* (v. Capitolo 7) sono state eseguite utilizzando il software **FLEA** (*Flood Event Analyser*, Ranzi et Rosso, 1993). Il sistema FLEA implementa alcuni metodi per l'analisi idrologica degli eventi di piena. In particolare, consente di descrivere la dinamica **afflussi-deflussi** mediante una rappresentazione matematica di tipo **globale**, ossia trasformando le precipitazioni che investono, nel loro complesso, un bacino idrografico, nell'idrogramma di portata allo sbocco del bacino stesso, in corrispondenza con la sezione di chiusura. FLEA non costituisce però l'implementazione di un modello idrologico, ma fornisce un sistema per la costruzione del modello idrologico che meglio si adatta - per la struttura intrinseca dei suoi componenti o per la specifica parametrizzazione - a rappresentare le piene del bacino preso in esame. Infatti, il sistema permette di determinare il deflusso di piena, scegliendo la propria soluzione modellistica in uno spettro assai ampio di soluzioni.

La **risposta idrologica** del bacino ad una certa sollecitazione meteorica, dipende quindi dalla risposta del terreno (ovvero del complesso dei terreni che costituiscono il bacino) e dalla risposta della sua rete idrografica. Il primo processo trasforma la sollecitazione **lorda** di pioggia nella sua componente **netta**, che il secondo processo idrologico provvede a trasformare nell'idrogramma di piena, "osservabile" nella sezione di chiusura del bacino. Il sistema può combinare un modello di risposta del terreno e un modello di dispersione idrografica, permettendo di costruire un modello globale idoneo a rappresentare il fenomeno, tenendo conto del tipo di informazione disponibile per l'area di studio.

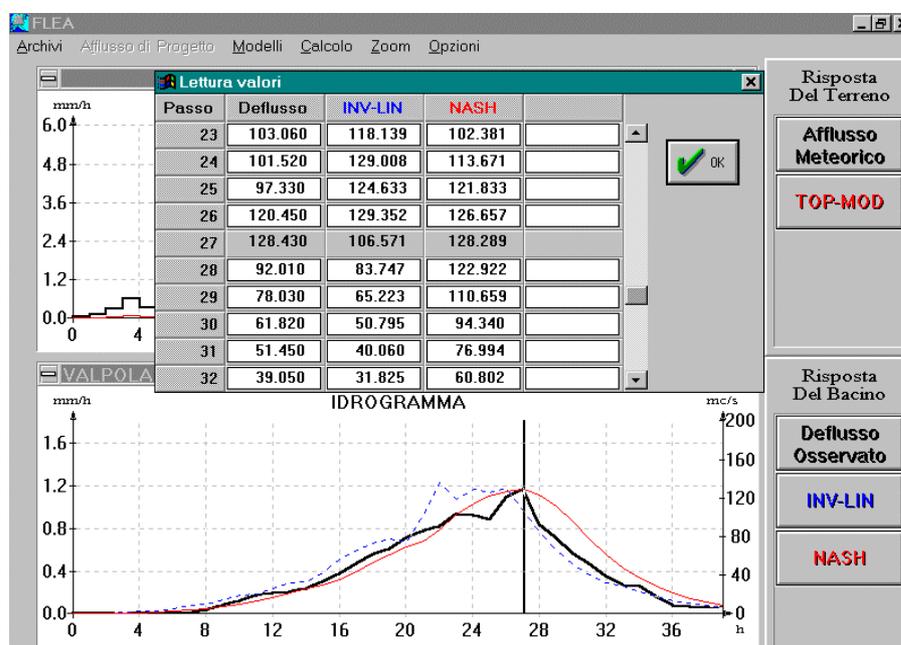


Fig. 5.5.1.- La figura mostra, in dettaglio il risultato del modello di formazione della piena attraverso la rete di drenaggio, con il calcolo della portata alla sezione di chiusura del bacino. La simulazione si riferisce ad una piena nel bacino dell'Adda, in ingresso al lago di Valpola, che si formò nel Settembre 1987.

6. Parametrizzazione del Metodo SCS-CN in base alla Cartografia Tematica

6.1. INTRODUZIONE

Le informazioni di base acquisite con i dati cartografici (digitalizzati) a disposizione, vengono quindi combinati per la determinazione dei parametri idrologici, menzionati nella procedura del metodo SCS-CN: il parametro di assorbimento *CN* e il massimo potenziale di ritenzione idrica del terreno, *S*.

La procedura del metodo SCS-CN del *Soil Conservation Service* associa ad ogni diverso tipo geolitologico, un gruppo idrologico che identifica le caratteristiche di permeabilità della superficie del suolo dell'area di interesse; con questa ulteriore mappa, si è in grado di assegnare un valore del parametro *CN*, combinando le proprietà fisiche del terreno, evidenziate dall'assegnato gruppo idrologico, con le diverse classi di uso del suolo, accertate sul territorio valtellinese. Tale associazione, nel presente caso di studio, è resa possibile dalla creazione di una tabella, derivante da altre tabelle presenti in letteratura, e adattata alla zona lombarda presa in esame, che fornisce un valore di *CN* per ogni tipo di copertura della superficie del terreno a seconda del gruppo idrologico riscontrato. I valori del parametro di assorbimento vengono ricavati in condizioni medie dello stato di imbibimento del terreno e da questi vengono calcolati i valori del massimo potenziale di ritenzione idrica, *S*.

6.2. GRUPPI IDROLOGICI DEL SUOLO

La risposta del terreno agli eventi meteorici presenta forti differenze a seconda delle proprietà fisiche del terreno, le quali influenzano il processo di generazione del deflusso superficiale, formatosi dalle precipitazioni, e devono essere tenute in considerazione, anche se indirettamente, nel metodo di stima del deflusso stesso. Lo studio del suolo viene realizzato attraverso indagini volte a stabilirne gli attributi fisici, elaborando analisi di tipo geopedolitologico [Busoni et al., 1995].

Le proprietà del suolo nella stima del deflusso superficiale vengono rappresentate tramite un parametro idrologico: il minimo tasso di infiltrazione ottenibile per ogni tipo di suolo, privo di copertura in superficie, dopo un prolungato periodo in cui si mantengono condizioni di umidità. Il parametro idrologico, che indica il potenziale deflusso superficiale che si può generare su un determinato tipo di terreno, è la base qualitativa per creare la classificazione del suolo, dividendo i diversi tipi di copertura nei quattro **gruppi idrologici**, previsti dal metodo di analisi.

Un fattore determinante per la stima della permeabilità, nella valutazione dell'infiltrazione, è la granulometria del terreno. Generalmente le classi granulometriche riconosciute sono quattro e comprendono argille, limi, sabbie e ghiaie, che hanno rispettivamente dimensione dei granuli sempre più grandi, quindi permeabilità crescente. L'appartenenza di un terreno ad una delle quattro classi dipende dallo stato di degrado a cui è andato incontro un ammasso roccioso, sollecitato da agenti fisici e chimici.

I fattori fisici comprendono variazioni termiche (gelo e disgelo, gradiente termico giornaliero, ecc.), erosione legata all'interazione con fiumi e torrenti, agenti meteorici (pioggia, neve), il vento, il movimento dei ghiacciai, alterazioni dovute agli effetti dell'apparato radicale della vegetazione. Inoltre i fenomeni di trasporto di ammassi già disaggregati comportano una sostanziale modifica delle dimensioni dei depositi.

L'alterazione derivante da fattori fisici interessa anche la forma delle particelle granulari del terreno (basti pensare, ad esempio, ai mutamenti legati al trasporto in sospensione). La morfologia della particella riveste grande importanza nella risposta del suolo a flussi idrici che attraversano il terreno nelle varie direzioni di scorrimento superficiale. Disaggregazioni molto profonde, come quelle legate ai movimenti tettonici, sono di norma ininfluenti per studi legati ai deflussi superficiali delle acque.

Oltre a fattori fisici, il terreno viene interessato anche da eventi di degrado di tipo chimico, da cui hanno origine le argille, legato all'interazione tra le particelle di piccole dimensioni e l'acqua interstiziale, dipendente in modo fondamentale dalla forma delle microparticelle.

La presenza di diverse classi granulometriche non è comunque sufficiente a spiegare le caratteristiche idrauliche di un terreno. Infatti occorre considerare la percentuale di ogni frazione, considerando l'interazione che sussiste tra le particelle di diversa dimensione: l'accoppiamento di materiale molto fine e ghiaia determina l'occlusione dei pori e degli spazi intergranulari, riducendo di molto la trasmissività del composto. La classificazione dei terreni può dunque essere arricchita attraverso l'individuazione delle classi tessiturali.

Non tutto il terreno si presenta in forma sciolta, alcuni agenti aggreganti e cementanti tendono a legare saldamente diverse particelle. L'origine di queste sostanze è organica o inorganica o dovuta alla presenza di cariche elettriche tra particelle o particolari legami intermolecolari.

La struttura del suolo può avere effetti impermeabilizzanti a causa della maggiore compattezza della struttura particellare che l'acqua in superficie incontra durante il fenomeno di infiltrazione, ma, allo stesso tempo, la stessa struttura può favorire la formazione di vuoti nel sottosuolo che invece agevolano la trasmissione dell'acqua in profondità o il suo immagazzinamento.

L'argilla presenta forti differenze nel comportamento idraulico a diversi stati di aggregazione; le particelle di ridotte dimensioni (dell'ordine dei 10^{-3} mm) si presentano piatte, di forma allungata e con una dimensione longitudinale maggiore rispetto all'altra di almeno un ordine di grandezza; la loro aggregazione può essere dispersa oppure flocculata, cioè costituita da

una sovrapposizione di diverse particelle piatte che creano una struttura “a libro”; inoltre sia le particelle disperse che i “libri” possono essere organizzate in modo sparso oppure sovrapposte: è evidente che le caratteristiche idrauliche possano risultare diverse, anche a causa delle marcate asimmetrie delle particelle.

Le diverse caratteristiche fisiche dei terreni si presentano sia in superficie che in profondità; tuttavia l’interesse a fenomeni che riguardano il deflusso superficiale a seguito di eventi meteorici intensi focalizza l’indagine sulla risposta del suolo ai soli strati superficiali. Generalmente questi si trovano nelle condizioni di elevata disaggregazione, a causa della loro elevata esposizione alla sollecitazione dei fenomeni di alterazione sopra citati; inoltre presentano una grande variabilità spaziale delle proprie caratteristiche fisiche in quanto si sono succeduti nel tempo diversi fenomeni, che hanno modificato la superficie del suolo in maniera eterogenea.

Il parametro idrologico di classificazione del suolo si basa sul tasso di infiltrazione, che identifica la percentuale di acqua che filtra nel terreno dalla superficie, a seconda della condizioni della superficie stessa del suolo, e sul tasso di trasmissione, che individua le modalità di flusso dell’acqua nel sottosuolo, in base agli orizzonti e agli strati profondi del sottosuolo.

Lo studio geologico della superficie del suolo può dare una classificazione sul comportamento a saturazione dei terreni, considerando i diversi fattori che lo identificano.

Per valutare le caratteristiche fisiche del terreno e quindi classificare i diversi tipi di suolo per l’area di interesse, ci si è serviti della carta geologica degli strati superficiali.

Attraverso le informazioni geolitologiche si possono qualificare i siti che rientrano nella zona di studio in base alle formazioni che li caratterizzano, contraddistinte a seconda delle età geologiche. La litologia considera la geologia inserendo l’informazione relativa ai connotati strutturali, fisici e chimici di rocce e terreni.

La varietà di classi geolitologiche presenti nelle carte a disposizione per il territorio d’interesse ritorna utile per l’individuazione delle quattro classi di permeabilità, i gruppi idrologici.

La mappa geolitologica è necessaria al modello SCS Curve Number perché fornisce l’informazione per la scelta del tipo idrologico di suolo da attribuire alle diverse formazioni presenti sul territorio valtellinese (v. Figg. 6.2.1-2-3); tale gruppo idrologico è un parametro che può assumere quattro valori (**A**, **B**, **C**, **D**) e definisce il grado di permeabilità del suolo, e in particolare la capacità di assorbimento del terreno a seguito di una consistente presenza d’acqua sulla superficie. La scelta del parametro relativo ad ogni classe geolitologica è stata fatta considerando che suoli molto permeabili (terreni sabbiosi con scarsità di argilla) ricadono nel gruppo A, mentre superfici impermeabili a causa della natura geologica dell’area (terreni argillosi) ricadono in classe D; i gruppi B e C sono intermedi (Tabella 6.2.1).

Tuttavia la sola analisi della geologia non sempre si è rivelata sufficiente per la compilazione della matrice di permeabilità; infatti lo studio litologico relativo ad una fissata tipologia geologica può comportare la scelta di un diverso valore del parametro di permeabilità a seconda del grado di alterazione strutturale rilevato. Pertanto, in un’area come quella della Valtellina, può spesso essere rilevato un diverso grado di alterazione morfologica per la stessa formazione geologica, con conseguenti difficoltà nella scelta di un unico gruppo idrologico per la formazione stessa.

Le difficoltà riscontrate nella individuazione del gruppo idrologico relativo alle diverse formazioni geologiche si riscontra anche nei confronti delle coperture ghiacciate o innevate, caratteristiche di molti bacini alpini. Infatti i ghiacciai mutano le loro caratteristiche di permeabilità seguendo il ciclo annuale delle stagioni, passando da condizioni di alta impermeabilità nei periodi di innevamento assente (all'inizio dell'autunno) o innevamento consolidato (stagione invernale), a condizioni di permeabilità superiore nei periodi intermedi. Tuttavia l'impermeabilità spesso è ridotta anche dalla morfologia del ghiacciaio, che generalmente è crepacciato e ricco di asperità che limitano il deflusso superficiale assorbendo parte della portata fluente in superficie. Si è comunque preferito adottare valori bassi di impermeabilità per i ghiacciai, poiché, dall'analisi di alcuni piccoli bacini che presentano copertura glaciale, sembra che questa invasi una buona parte della portata fluente; inoltre, considerando che spesso le precipitazioni sono in stato non liquido e permangono sul ghiacciaio, non si crea deflusso immediato. Il gruppo idrologico del ghiaccio quindi è stato considerato A.

Per limitare l'incertezza è comunque consigliabile procedere a una validazione dei valori prescelti.

Durante la procedura di assegnazione delle classi idrologiche del terreno, la consultazione del geologo può tornare utile, soprattutto quando occorre stabilire una valutazione globale del comportamento di ogni classe geolitologica, che generalmente risponde diversamente alle sollecitazioni meteoriche a seconda della evoluzione che ha subito nella storia e delle trasformazioni operate dagli agenti esterni, soprattutto atmosferici.

Tab. 6.2.1 - Gruppi idrologici del suolo

A	Suoli aventi scarsa potenzialità di deflusso e alti tassi di infiltrazione, anche quando sono completamente umidi. Comprende sabbie profonde, sabbia-franca e materiale franco-sabbioso, con scarsissima presenza di limo e argilla e ghiaie profonde. Risultano molto permeabili, con tasso di trasmissione maggiore di 7,6 mm/h. Capacità di infiltrazione in condizioni di saturazione molto elevata.
B	Suoli aventi moderata potenzialità di deflusso e modesto tasso di infiltrazione quando sono completamente umidi. Comprende la maggior parte dei suoli sabbiosi abbastanza profondi e drenati (meno profondi, rispetto al gruppo A), con tessitura da moderatamente fine a moderatamente grossolana. Hanno un tasso di infiltrazione compreso tra 3,8 e 7,6 mm/h. Elevate capacità di infiltrazione anche in condizioni di saturazione.
C	Suoli aventi potenzialità di deflusso moderatamente alta e bassi tassi di infiltrazione quando sono completamente umidi. Sono principalmente composti da terreni con strati che impediscono il movimento di percolazione dell'acqua. Suoli franchi argillo-sabbiosi, contenenti considerevoli quantità di argilla e colloidi, con tessitura abbastanza fine. Tasso di trasmissione compreso tra 1,3 e 3,8 mm/h. Scarsa capacità di infiltrazione e saturazione.
D	Potenzialità di deflusso molto elevata e percentuale di infiltrazione molto bassa quando sono completamente umidi. Argille con elevata capacità di rigonfiamento, ma anche suoli sottili con orizzonti pressoché impermeabili in vicinanza della superficie. Suoli argillosi, argillo-sabbiosi, argillosi sabbiosi e argillosi limosi, con la presenza di falda in prossimità della superficie. Questi suoli presentano un tasso di trasmissione molto basso (0 - 1,3 mm/h). Scarsissima capacità di infiltrazione a saturazione.

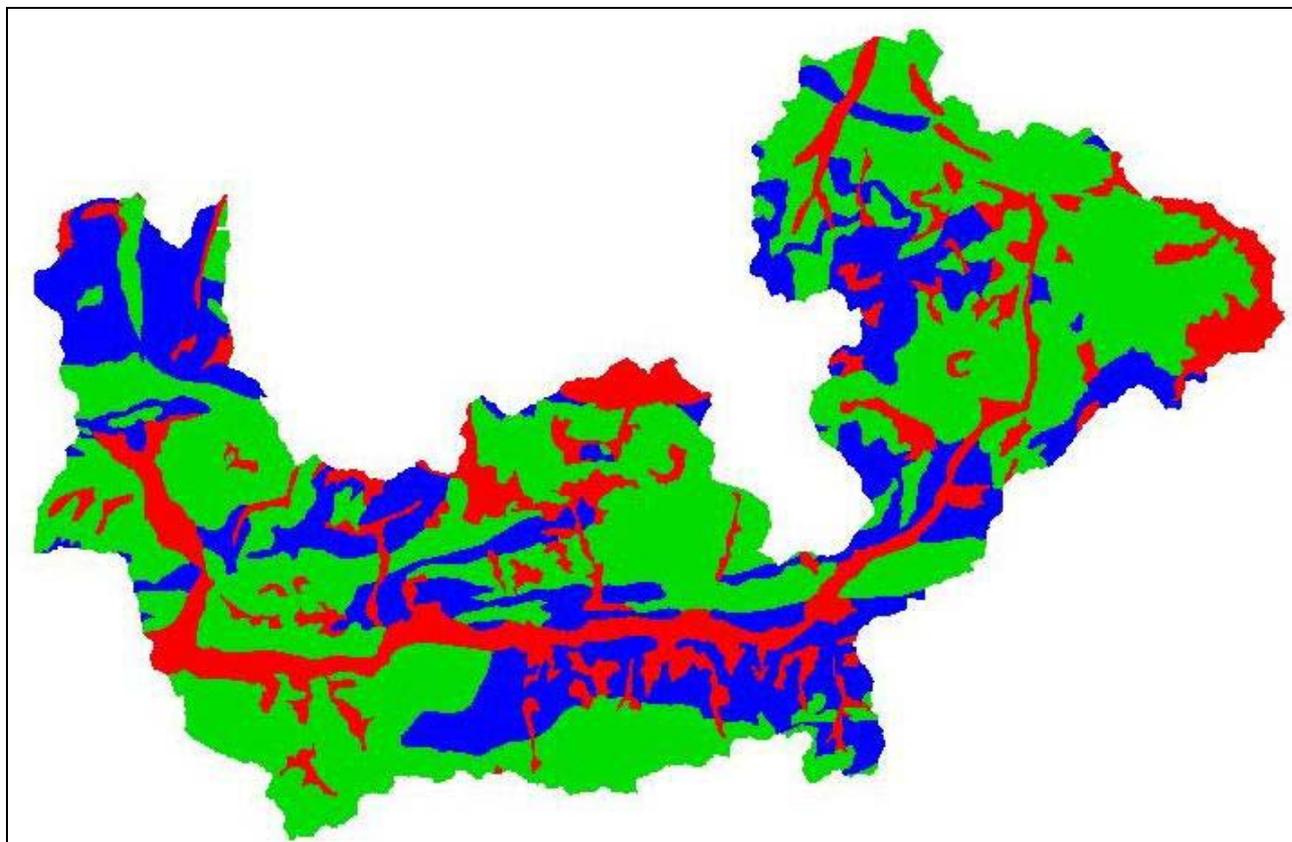


Fig. 6.2.1 - Mappatura dei gruppi idrologici della Valtellina.

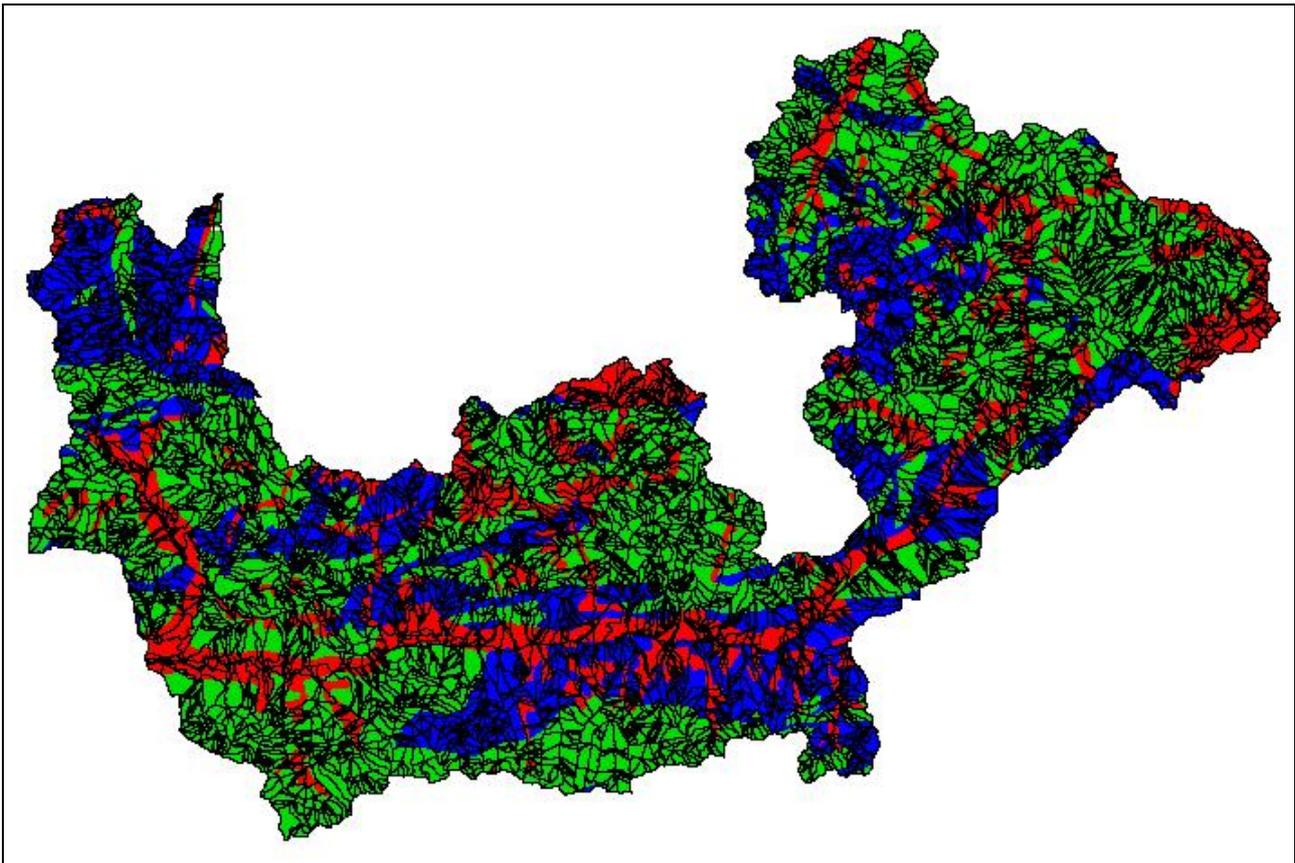


Fig. 6.2.2 - *Overlay* della bacinizzazione della Valtellina sulla mappa dei gruppi idrologici.

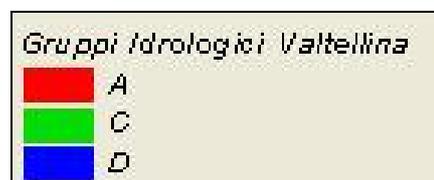


Fig. 6.2.3 - Legenda della mappa dei gruppi idrologici.

Si nota dalla mappa dei gruppi idrologici per il territorio della Valtellina, la prevalenza di terreni con proprietà fisiche, idrauliche ed idrologiche che identificano una superficie prettamente poco permeabile, che facilita la formazione di un deflusso superficiale importante a seguito di eventi meteorologici particolarmente intensi. Il suolo valtellinese rientra in gran parte nella classe idrologica C, occupando questa il 52% dell'area di studio, evidenziando le caratteristiche di terreni con importanti potenzialità di deflusso, prima menzionate, prevalentemente composti da argille e limi, a fine granulometria; un ulteriore 25% della Valtellina è interessato da un territorio classificato nel gruppo idrologico D, caratterizzato da una ridotta permeabilità e una scarsissima capacità di infiltrazione a saturazione. Il fondovalle e le vallate dei principali corsi d'acqua, nonché le zone occupate da ghiacciai e nevai, sono inserite nel gruppo idrologico A, con caratteristiche di risposta idrologica alle sollecitazioni piovose che facilitano il deflusso superficiale e l'infiltrazione a saturazione.

6.3. L'USO DEL SUOLO IN VALTELLINA

L'uso del suolo costituisce uno tra gli elementi fondamentali per la valutazione del parametro di assorbimento CN.

Tale informazione cartografica è stata tratta dal progetto DUSAF della Regione Lombardia (2000). Obiettivo del progetto è il campionamento di dati territoriali attraverso procedure di rilevamento omogenee per ogni area indagata; inoltre stabilisce un criterio guida attraverso cui organizzare le informazioni eseguendo anche verifiche sulla consistenza dei dati ricavati da interpretazioni di immagini da satellite o fotografiche. La necessità di informazioni di questo tipo è fondamentale per perseguire una politica ambientale, in particolare nel settore della gestione delle risorse idriche, dove occorre avere una visione molto ampia del problema attraverso dati territoriali. Con questo progetto si intende fornire uno strumento che si adatti comunque ad analisi a scala ridotta, attraverso una scelta della metodologia di rilevamento e restituzione delle informazioni che trovi il giusto compromesso tra precisione e costi. Un progetto di questo tipo nasce come risposta alla presa di coscienza che i mutamenti legati all'intensificazione delle attività umane sul territorio sono in stretta relazione con il comportamento globale dell'ambiente, in particolare per quanto concerne la risposta idrologica alle sollecitazioni meteoriche. Lo strumento cartografico tematico deve allora subire più che mai un continuo aggiornamento, per essere un importante supporto alle decisioni in materia ambientale. Il progressivo sviluppo urbano, i processi di graduale desertificazione, la scomparsa delle foreste, il prosciugamento di aree umide naturali sono soltanto alcuni dei fenomeni che possono modificare il comportamento di una area più o meno vasta quando viene interessata da fenomeni meteorici intensi.

Al fine di interpretare al meglio i risultati ottenibili dal metodo SCS - CN, è utile specificare come si presenta il territorio della Valtellina, in particolare per quel che riguarda la copertura della superficie del suolo e dell'utilizzo che ne viene fatto, in ambito agricolo-forestale e nello sviluppo urbano.

Viene presentata, a seguito, una descrizione dell'uso del suolo, facendo riferimento al progetto DUSAF (Destinazione d'Uso dei Suoli Agricoli e Forestali) della Regione Lombardia (del 2000). La legenda divide i diversi usi del suolo secondo otto classi, che identificano le principali coperture in ambito agricolo, forestale ed urbano, e ognuna di queste viene suddivisa ulteriormente in più sottoclassi, a seconda della specifica e particolareggiata copertura a cui è destinato il territorio.

Gran parte della Valtellina è ricoperta da manto boschivo, che si sviluppa per oltre il 30% dell'area (nel lavoro eseguito dalla Regione Lombardia, vengono considerati "boschi", le aree in cui la copertura di vegetazione arborea sia superiore al 20% della superficie considerata). I **boschi** alpini e prealpini della Valtellina sono coperture arboree di latifoglie, conifere e miste latifoglie e conifere; i boschi di latifoglie sono costituiti da piante, sia provenienti da seme, destinate ad essere allevate ad alto fusto, sia sottoposte a tagli periodici più o meno frequenti (cedui semplici e cedui composti); appartengono a questa categoria anche boschi formati da piante di latifoglie in cui non è riconoscibile una forma di governo (fustaia o ceduo) prevalente. In questa classe trovano collocazione i rimboschimenti recenti, impianti forestali d'origine artificiale non ancora affermati e soggetti o da assoggettare a cure colturali; sono caratterizzati da piante di giovane età, di limitato sviluppo (età inferiore a 15 anni).

Notevole parte del territorio è interessato dalla presenza di **vegetazione naturale**, che occupa il 27% dell'area valtellinese. Questa classe è stata suddivisa in quattro ulteriori sottoclassi.

Una di queste prevede una copertura composta da vegetazione palustre e delle torbiere, vegetazione prevalentemente erbacea con formazioni a canneto, caratteristica delle rive dei laghi o dei corsi d'acqua, e vegetazione degli ambienti umidi intermorenici e delle praterie acquitrinose caratterizzati da depositi di torba e fanghi. Trova locazione in questa classe la vegetazione di tipo rupestre e dei detriti, costituiti da copertura discontinua e rada, erbacea ed arbustiva delle pareti rocciose dei monti alpini e delle petraie attive. Un'ulteriore sottoclasse comprende le formazioni di vegetazione dei greti, vegetazione pioniera prevalentemente erbacea dei greti e delle sponde dei corsi d'acqua regolarmente o saltuariamente inondati. La quarta sottoclasse è costituita da cespuglieti e vegetazione arbustiva, tipo formazioni a brughiera, caratterizzati da specie erbacee ed arbustive, talora con la presenza di individui a portamento arboreo o di macchie di vegetazione in avanzata evoluzione verso forme forestali.

Larga estensione trovano anche le aree definite **sterili**, che si estendono per il 21% del territorio in esame. In questa classe, sono inserite le aree estrattive, quali aree di escavazione da cava, le zone adibite a depositi o vasche di decantazione, le discariche, sia in esercizio, sia in fase di recupero e bonifica, e le aree sabbiose, ghiaiose e le spiagge, aree prive di vegetazione, e aree adiacenti a corpi idrici. Fanno parte di questa categoria anche gli accumuli detritici e gli affioramenti litoidi privi di vegetazione, in cui non è presente vegetazione pioniera o con presenza di copertura molto rada (inferiore al 20% della superficie di riferimento). Inoltre, sono inclusi tutti gli ambiti degradati soggetti ad usi diversi, aree in trasformazione, che non sono state classificate nella tipologia di urbanizzato, né incluse in altre classi.

Un'area relativa a poco più del 10% del territorio è occupata da copertura a **prati**. Vi si trovano prati permanenti, con coltivazioni foraggere erbacee polifite fuori avvicendamento, il cui prodotto viene di norma raccolto più volte nel corso dell'annata agraria previa falciatura; sono incluse superfici coltivate o pascolate, prati permanenti di pianura associati ai seminativi, in particolare nel fondovalle di valli glaciali (tutta la Valtellina, la bassa Valchiavenna); trovano locazione in questa classe anche prati con una diffusa presenza di filari arborei. Inoltre sono ivi compresi prati e pascoli, presenti nelle zone montuose.

Quasi il 5% della Valtellina è stato classificato come **area idrica**: con questa terminologia, i tecnici del progetto DUSAF hanno voluto includere tutti quegli spazi occupati da ghiacciai e nevai (permanententi), i laghi, i bacini d'acqua e gli specchi d'acqua sia artificiali che naturali, dovuti a sbarramenti o dovuti ad attività estrattive interessanti la falda, gli alvei fluviali e i corsi d'acqua artificiali.

Poco più del 3% del territorio è interessata complessivamente da **aree urbane** (1,8%), **seminativi** (1,2%) e coperture **legnose agrarie** (1%).

I seminativi della Valtellina comprendono terreni interessati da coltivazioni erbacee soggetti all'avvicendamento o alla monocultura, nonché terreni a riposo, presenza di appezzamenti di seminativi frammisti a piccoli appezzamenti coltivati a riso; sono così classificati anche seminativi semplici intercalati a coltivazioni legnose agrarie, in cui la coltura arborea è secondaria rispetto a quella erbacea; si considerano anche orti familiari non in ambito urbano.

Frutteti e frutti minori, vigneti e oliveti, frutteti con la presenza in percentuale ridotta di vigneti e oliveti, castagneti da frutto allevati ad alto fusto, pioppeti ad alto fusto per la produzione di legname e tutti gli impianti di arboricoltura da legno, come colture di noce e ciliegio, fanno parte delle cosiddette coperture legnose agrarie.

Per quel che riguarda le aree urbane, la legenda predisposta per l'integrazione delle destinazioni d'uso delle zone urbanizzate è riferita alla classificazione e alla metodologia adottata a livello europeo con il progetto *LandCover*, che costituisce lo standard di riferimento per la cartografia sulla copertura dell'uso del suolo in vigore per l'Unione Europea all'interno del Progetto CORINE per la creazione di archivi di dati grafici e alfanumerici sullo stato dell'ambiente [Regione Lombardia, 2000]. L'organizzazione dei dati strutturata per livelli gerarchici e riferita ad unità spaziali omogenee ben distinte, è stata integrata di norma al quarto livello secondo le indicazioni raccomandate dal Centro Tematico per il *LandCover* dell'Unione Europea.

In Valtellina, le aree urbane comprendono tessuti urbani continui (dove le superfici ricoperte artificialmente occupano più del 80% territorio totale di riferimento), tessuti residenziali discontinui (con una copertura artificiale dal 50% al 80% del totale), tessuti residenziali radi e discontinui (dal 50% al 30% di copertura artificiale), tessuti residenziali sparsi (interessanti una copertura artificiale minore del 30% dell'area complessiva di riferimento). Sono ivi compresi insediamenti industriali, artigianali e commerciali, insediamenti produttivi agricoli e cascine, oltre a parchi e giardini, aree verdi incolte interne all'urbanizzato, impianti sportivi e ricreativi, come campeggi e strutture turistiche. Fanno parte delle aree urbanizzate, inoltre, cantieri, eliporti e, naturalmente, le reti stradali e ferroviarie.

6.4. LA MASSIMA CAPACITÀ DI RITENZIONE IDRICA DEL TERRENO

Durante il verificarsi di un evento meteorico, l'apporto idrico riversato sul terreno viene assorbito con una velocità di infiltrazione che dipende dallo svilupparsi del fenomeno nel tempo, oltre che dalle condizioni iniziali determinanti i parametri idrologici e idraulici del suolo. Quando il flusso d'acqua derivante dagli strati del terreno a contatto con l'atmosfera è inferiore rispetto al flusso recepibile dal suolo, quest'ultimo definito dalla sua velocità di infiltrazione, l'intero volume d'acqua viene assorbito dalla matrice del suolo, eliminando qualsiasi fenomeno di deflusso superficiale. Questa situazione si verifica nella prima fase del fenomeno di assorbimento, soprattutto quando l'entità della pioggia è ridotta.

Tuttavia se l'evento piovoso non cessa, col passare del tempo il fenomeno di assorbimento continua e la **capacità di ritenzione idrica massima del terreno, S** , si riduce. Conseguenza è il fatto che non tutto il volume d'acqua piovuto viene immagazzinato nel terreno, se la velocità con cui aumenta il volume piovuto è maggiore dell'aumento della parte immagazzinata per assorbimento nel terreno. Queste condizioni fanno sì che il terreno non è più in grado di recepire parte dell'acqua precipitata sulla superficie, raggiungendo la saturazione e un coefficiente di infiltrazione costante, creando quindi i presupposti per l'innesco del fenomeno del **ruscellamento superficiale**.

Le cause della diminuzione di S sono legate al comportamento del suolo quando viene sottoposto ad apporti idrici superficiali [Busoni et al., 1995].

Innanzitutto il trasporto di piccole particelle superficiali lungo i veicoli di infiltrazione comporta una progressiva occlusione che limita la trasmissività del terreno.

Inoltre la presenza di gas, principalmente aria, nei pori del terreno deve trovare modo di fuoriuscire; se il flusso è rilevante, parte delle bolle d'aria rimangono intrappolate nel suolo, riducendo il volume massimo invasabile.

La presenza della perturbazione che insiste sul territorio limita l'evapotraspirazione e conseguentemente, inibisce la riduzione della umidità del terreno a causa della minore energia termica propria del suolo e a causa dell'occlusione dei veicoli di evaporazione a seguito della presenza di depositi idrici di accumulazione sulla superficie.

L'origine stessa del terreno determina anche diversi comportamenti nei confronti della capacità di immagazzinamento. Terreni argillosi, oltre ad avere una ridotta permeabilità, presentano fenomeni di rigonfiamento stivando acqua nella matrice solida del terreno: il rilascio dell'acqua adsorbita è assai ridotto per la formazione di fenomeni elettrochimici tra le molecole dell'acqua e le molecole dell'argilla (legame ad idrogeno, H).

I molti fattori che contribuiscono all'evoluzione temporale della capacità di ritenzione idrica del suolo sono considerati globalmente attraverso l'andamento decrescente di S nel tempo; inoltre secondo la procedura adottata, la massima capacità di infiltrazione può essere stimata univocamente attraverso il valore del CN (*Curve Number*, SCS), parametro che dipende quindi dai fattori che determinano S .

6.5. MAPPATURA DEL MASSIMO POTENZIALE DI RITENZIONE IDRICA, S , E DEL PARAMETRO DI ASSORBIMENTO, CN

Una volta compiute le elaborazioni preliminari per ottenere le informazioni necessarie per procedere con il metodo SCS-CN, informazioni quali classificazione delle diverse coperture geolitologiche, in quattro gruppi idrologici, e classificazione dei diversi usi del suolo, per il territorio valtellinese, è possibile creare una mappa in cui, basandosi sulla bacinnizzazione "val30k", per ogni singolo emibacino elementare, si calcola un valore del massimo potenziale di ritenzione idrica, S , e un valore del parametro di assorbimento, CN , parametri legati tra loro dalla relazione evidenziata dalla formula (5.4.2).

Nel primo passo della procedura d'analisi, ci si è serviti del *software* GIS, ArcView, per elaborare le diverse mappe a disposizione: tramite l'opzione *Intersect* dell'estensione *Geoprocessing*, si è creata una nuova mappa, in cui vengono intersecati due differenti *layer*: la cartografia dell'uso del suolo (DUSAF) e la bacinnizzazione "val30k" della Valtellina, con quest'ultima mappa che funge da maschera di *overlay*, ovvero che limita la regione di intersezione durante l'elaborazione, definendo i confini di calcolo.

Il nuovo tematismo (v. Figg. 6.5.1-2, particolare di un emibacino) è quindi composto da poligoni rappresentanti ancora gli emibacini della mappa originale, ma questi, hanno al loro interno un'ulteriore suddivisione, in base all'uso del suolo in cui ricadono: ovvero in ogni emibacino elementare, il tematismo prevede la presenza di poligoni che identificano le diverse coperture, classificate dal progetto DUSAF [Regione Lombardia, 2000].

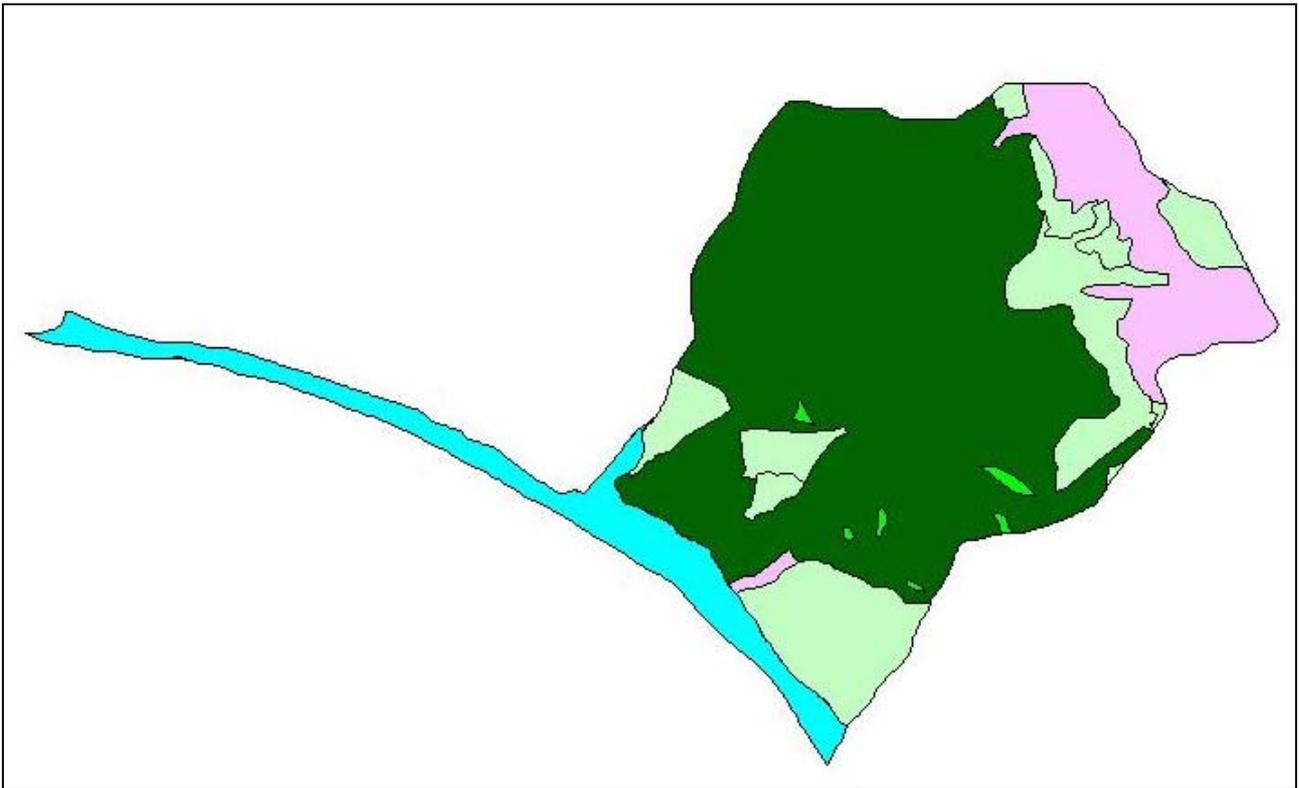


Fig. 6.5.1 - Singolo emibacino (Val30k id = 2), al cui interno è rappresentato l'uso del suolo che gli compete.

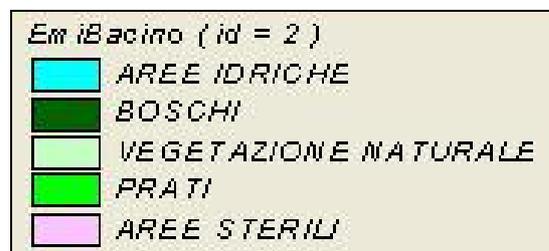


Fig. 6.5.2 - Legenda per l'uso del suolo (DUSAF) per il singolo emibacino.

La stessa procedura precedentemente illustrata (*Intersect* del *Geoprocessing* di ArcView), viene compiuta anche per intersecare altri due diversi *layer*: la carta digitalizzata dei gruppi idrologici per il territorio valtellinese e il nuovo tematismo, in cui vengono rappresentati, come spiegano in precedenza, i diversi usi del suolo che competono ad ogni emibacino elementare. La nuova mappa così creata, pone in relazione le caratteristiche fisiche del terreno, in particolar modo la permeabilità propria della superficie terrestre, con le coperture e i diversi usi del suolo classificati dal Progetto DUSAF, sempre entro i confini geografici delimitati dalla bacinizzazione del territorio, presa in riferimento.

Da quest'ultimo tematismo, si è in grado di assegnare un valore (adimensionale) del **parametro di assorbimento**, CN (CN_{II} in condizioni medie dello stato di imbibimento del terreno, *AMC II - Antecedent Moisture Condition*) a ogni porzione di territorio, contraddistinto da un gruppo idrologico assegnato al tipo geolitologico di terreno e da un determinato uso del suolo che lo contraddistingue. A tal proposito, viene stilata una tabella (v. Tab. 6.5.3) che assegna un valore di CN ad ogni tipologia di uso del suolo, a seconda del gruppo idrologico in cui rientra il terreno che si sta valutando; questa tabella è creata “*ex novo*” per il territorio valtellino, in base alla classificazione DUSAF dell'uso del suolo, tenendo in debita considerazione le tabelle presenti in letteratura e adattando le definizioni qui trovate alle categorie di coperture definite nel progetto della Regione Lombardia.

Tab. 6.5.3 - Tabella del CN_{II}, definita in base ai diversi gruppi ideologici del suolo e per il DUSAF (Destinazione d'Uso dei Suoli Agricoli e Forestali) della Regione Lombardia, in particolare per la copertura del territorio della Valtellina.

1. SEMINATIVI

USO DEL SUOLO	Gruppi Idrologici del suolo			
	A	B	C	D
S1- Seminativo semplice	67	75	83	87
S2- Seminativo arborato	69	79	85	89
S6- Orti familiari non in ambito urbano	69	79	85	89
S7- Risaie	65	72	83	87

2. LEGNOSE AGRARIE

USO DEL SUOLO	Gruppi Idrologici del suolo			
	A	B	C	D
L1- Frutteti e frutti minori	65	75	82	86
L1v- Frutteti con vigneti	66	76	82	86
L2- Vigneti	67	77	83	87
L2f- Vigneti misti a frutteti	66	76	82	86
L3- Oliveti	65	75	82	86
L5- Castagneti da frutto	67	78	85	89
L7- Pioppeti	67	78	85	89
L8- Arboricoltura da legno	67	78	85	89

3. PRATI

USO DEL SUOLO	Gruppi Idrologici del suolo			
	A	B	C	D
P2- Prati permanenti di pianura	54	74	81	85
P2s- Prati permanenti di pianura con coltivazioni foraggere, associati a seminativi	59	75	83	87
P2sa- Prati permanenti con la presenza diffusa di filari arborei	69	81	86	89
P4- Prati e pascoli	49	71	86	89

4. BOSCHI

USO DEL SUOLO	Gruppi Idrologici del suolo			
	A	B	C	D
B1- Boschi di latifoglie	42	65	76	80
B4- Boschi di conifere	42	65	76	80
B5- Boschi misti di conifere e di latifoglie	42	65	76	80
B7- Rimboschimenti recenti	42	65	76	80

5. VEGETAZIONE NATURALE

USO DEL SUOLO	Gruppi Idrologici del suolo			
	A	B	C	D
N1- Vegetazione palustre e delle torbiere	98	98	98	98
N3- Vegetazione rupestre e dei detriti	68	79	86	89
N5- Vegetazione dei greti e delle zone spondali, spesso inondate	98	98	98	98
N8- Vegetazione arbustiva e cespuglieti	46	67	77	84
N8b- Vegetazione in evoluzione verso forme forestali	46	67	77	84

6. AREE STERILI

USO DEL SUOLO	Gruppi Idrologici del suolo			
	A	B	C	D
R1- Accumuli detritici ed affioramenti litoidi privi di vegetazione	72	82	87	90
R2- Aree estrattive	72	82	87	90
R3- Discariche	72	82	87	90
R4- Ambiti degradati soggetti ad usi diversi	72	82	87	90
R5- Aree sabbiose, ghiaiose e spiagge	25	55	70	77

7. AREE IDRICHE

USO DEL SUOLO	Gruppi Idrologici del suolo			
	A	B	C	D
A1- Ghiacciai e nevai	36	60	73	79
A2- Laghi, bacini e specchi d'acqua	100	100	100	100
A3- Alvei fluviali e corsi d'acqua artificiali	100	100	100	100

8. AREE URBANIZZATE

USO DEL SUOLO Classe U	Gruppi Idrologici del suolo			
	A	B	C	D
111- Tessuto urbano continuo	89	92	94	95
1121- Tessuto residenziale discontinuo	77	85	90	92
1122- Tessuto residenziale rado e nucleiforme	60	75	84	89
1123- Tessuto residenziale sparso	55	71	80	85
12111- Insediamenti industriali, artigianali e commerciali	81	88	91	93
12112- Insediamenti produttivi agricoli	62	76	83	87
1212- Insediamenti dei grandi impianti di servizi pubblici e privati	81	88	91	93
122- Reti stradali e ferroviarie e spazi accessori	98	98	98	98
124- Aeroporti ed eliporti	72	82	87	89
133- Cantieri	72	82	87	89
1411- Parchi e giardini	68	79	86	89
1412- Aree verdi incolte interne all'urbanizzato	68	79	86	89
1412- Impianti sportivi	49	69	79	84
1422- Campeggi, strutture turistiche, ricreative	49	69	79	84

Da questo tematismo, ad ogni estensione areale, all'interno di ogni singolo emibacino, avente lo stesso uso del suolo, viene assegnato un valore di CN_{II} (AMC II), in base al gruppo idrologico riscontrato (v. Fig. 6.5.4, Tab. 6.5.5, particolare di un singolo emibacino), e, sfruttando la relazione del *Soil Conservation Service* nel metodo SCS-CN, è possibile ricavare, per la stessa porzione di territorio analizzata, un unico valore del **massimo potenziale di ritenzione idrica, S**, misurato in millimetri.

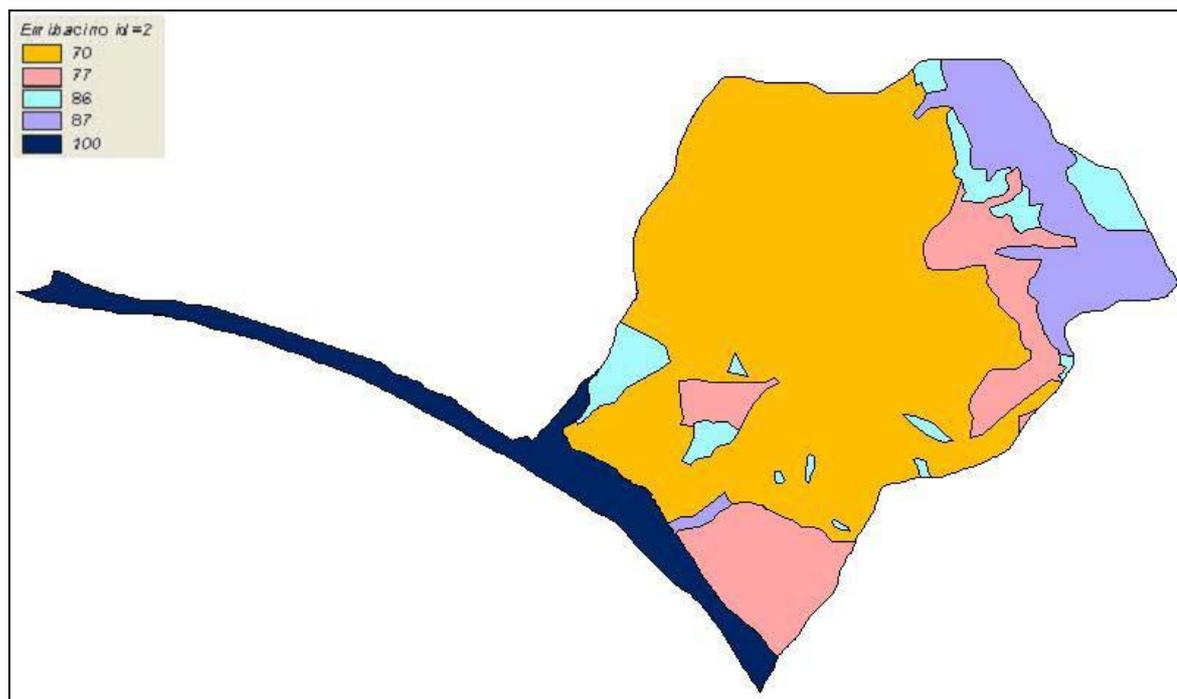


Fig. 6.5.4 - Valori di CN_{II} per il singolo emibacino, a seconda dell'uso del suolo e del gruppo idrologico.

Tab. 6.5.5 - Tabella riassuntiva per le elaborazioni descritte in precedenza, in particolare per il singolo emibacino (val30k id = 2).

Val30k ID	Area [m ²]	Gruppo Idrologico	Uso del Suolo (DUSAF)	CN	S [mm]
2	289342	C	R1	87	37.954
2	10159	C	N3	86	41.349
2	42164	C	N3	86	41.349
2	26652	C	N3	86	41.349
2	14462	C	N3	86	41.349
2	2424	C	P4	86	41.349
2	5489	C	P4	86	41.349
2	1953	C	P4	86	41.349
2	2063	C	P4	86	41.349
2	1122	C	P4	86	41.349
2	1617215	C	B4	70	108.857
2	159125	C	N8b	77	75.870
2	279356	C	A2	100	0.000
2	2707	C	N3	86	41.349
2	113	C	B4	70	108.857
2	54	C	N8b	77	75.870
2	44248	C	N3	86	41.349
2	38559	C	N8b	77	75.870
2	1580	C	N8	77	75.870
2	16311	C	N3	86	41.349
2	1074	C	P4	86	41.349
2	9963	C	R1	87	37.954
2	179872	C	N8b	77	75.870
2	26	C	N3	86	41.349
	Area totale [m²]				
	2746035				

A questo punto, si è in grado di fornire un valore del parametro di assorbimento CN , in condizioni di stato medio di imbibimento del terreno ($AMC II$), per ogni emibacino che compone la Valtellina: questo si pone come primo obiettivo del lavoro svolto.

Partendo dalla mappa tematica in cui si ha un valore di CN_{II} e di S per ogni uso del suolo, all'interno di ogni emibacino stesso, valutato secondo il gruppo idrologico cui appartiene il suolo, si calcola un valore medio della capacità massima di ritenzione idrica, S , facendo una media pesata di ogni estensione areale con una stessa classificazione DUSAF, sulla area totale del singolo emibacino. E' bene evidenziare il fatto che, essendoci una relazione *non-lineare* tra CN ed S , per quantificare un valore medio di CN per ogni emibacino, si è calcolato prima un valore medio di S e poi, tramite una relazione inversa, si fornisce il CN_{II} medio.

Si creano quindi altre mappe tematiche (v. Figg. 6.5.6-7), in cui vengono rappresentati gli emibacini della Valtellina, ognuno dei quali ha un valore di CN ($AMC II$), ottenuto per condizioni medie dello stato di imbibimento del terreno. Il valore minimo riscontrato in questa elaborazione è pari a 35, in sintonia con il fatto che è consigliabile considerare come limite inferiore per il CN , il valore 25 (per le aree limitrofe ai corsi d'acqua, in cui si possono raggiungere valori di S circa pari a 700 mm), in modo da non perdere riscontro con i meccanismi fisici di produzione del deflusso: infatti, con CN che tende a 0, il massimo potenziale di ritenzione tenderebbe all'infinito [Busoni et al., 1995].

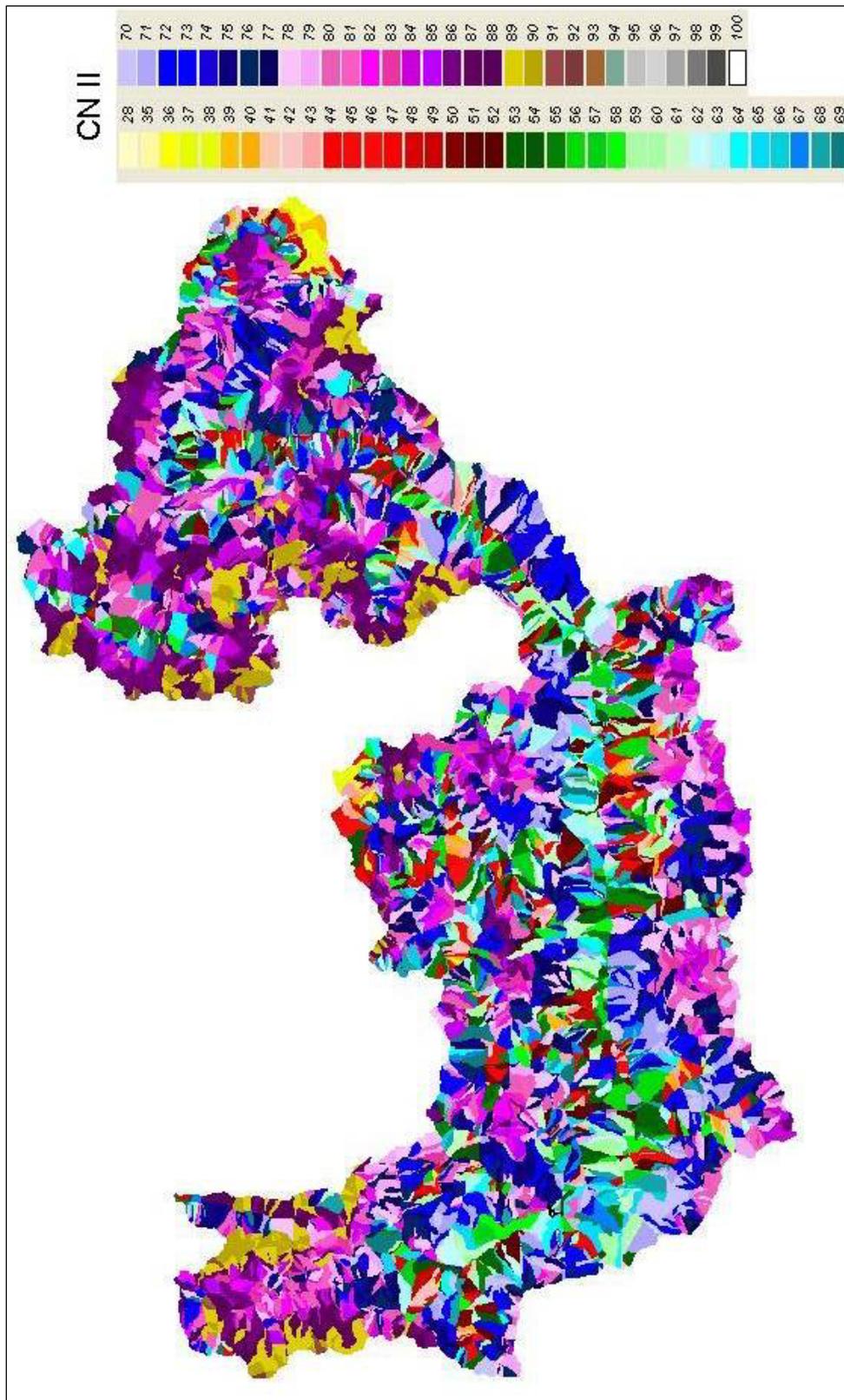


Fig. 6.5.7 - Mappatura del parametro CN_{II} .

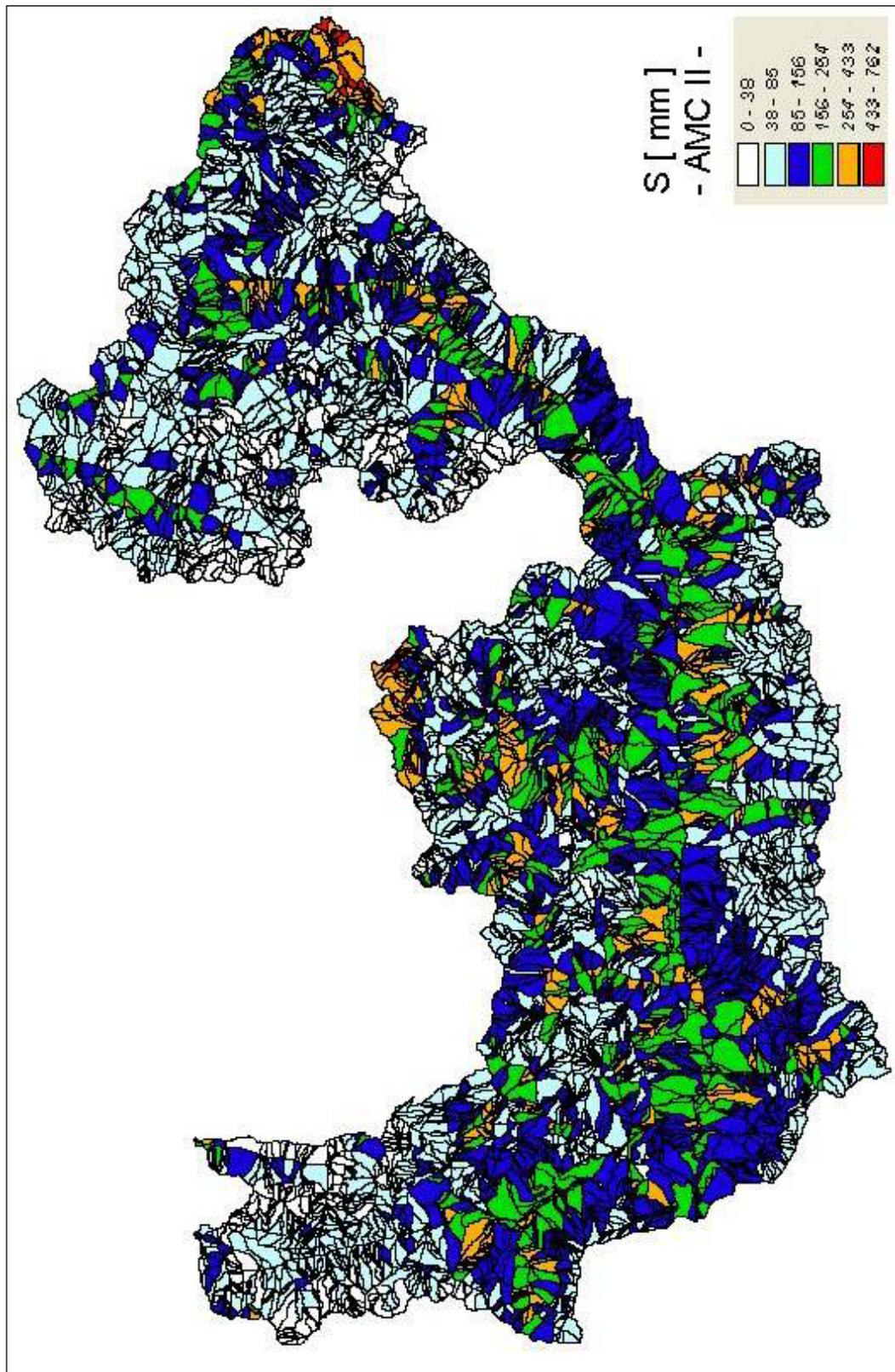


Fig. 6.5.7 - Mappatura del massimo potenziale di ritenzione, S_{II} (in [mm]).

6.6. IL BACINO DEL FIUME MERA

Presentata nel suo insieme la mappatura dei parametri idrologici in esame per la Valtellina, si concentra l'analisi su un singolo bacino idrografico, il bacino del Mera, focalizzando l'attenzione sull'associazione "uso del suolo-gruppi idrologici", fondamentale nel metodo SCS-CN, per determinare univocamente un valore del parametro di assorbimento, CN, in base all'uso del suolo che compete una certa area, in corrispondenza del tipo geolitologico del terreno dell'area stessa.

L'analisi proposta si concentra sull'uso del suolo, rilevato nel territorio. Il bacino del Mera si estende, in territorio italiano, su una superficie pari a 544Kmq, presentando un paesaggio eterogeneo nel suo complesso: dalle aree urbanizzate che si sviluppano lungo il corso dell'alveo, alle distese di boschi, nella zone montuose.

Quasi il 40% del bacino del Mera (v. Figg. 6.6.1, 6.6.2) è coperto da *vegetazione naturale* (secondo la definizione della classificazione DUSAF), ovvero vegetazione rupestre, arbustiva e cespuglieti, oltre a vegetazione delle zone spondali oppure tipi di vegetazione in evoluzione verso forme forestali. Buona parte del territorio è occupato dai *boschi* (il 20%), tra cui si trovano boschi e di latifoglie e di conifere. Su oltre il 13% del suolo, si trovano *prati*, prati da pascolo e permanenti da pianura, associati a coltivazione foraggera, oppure con seminativi. Un altro 13% del suolo, è interessato dalle cosiddette *aree sterili*, di cui fanno parte accumuli detritici, affioramenti litoidi privi di vegetazione, ambiti degradati e aree sabbiose. Le *aree urbanizzate* si estendono su oltre il 6% del bacino, mentre occupano una superficie poco estesa i *seminativi* (poco più dell' 1%), le coperture *legnose agrarie* (meno dell' 1%) e le *aree idriche* (il 6%).

Si è quindi stilata una tabella di associazione (v. Tab. 6.6.1), derivante dalla tabella creata per tutto il territorio della Valtellina, identificando quello che è l'uso del suolo che interessa il bacino in questione.



Fig. 6.6.1 - Bacino del fiume Mera e uso del suolo (classificazione DUSAF), che compete al territorio, scala 1: 280000.



Fig. 6.6.2 - Legenda DUSAF.

Tab. 6.6.1) - Tabella del **CN_{II}**, definita in base ai diversi gruppi ideologici del suolo e per il DUSAF (Destinazione d'Uso dei Suoli Agricoli e Forestali) della Regione Lombardia, per la copertura del territorio del bacino del Mera.

1. SEMINATIVI

USO DEL SUOLO	Gruppi Idrologici del suolo			
	A	B	C	D
S1- Seminativo semplice	67	75	83	87
S2- Seminativo arborato	69	79	85	89

2. LEGNOSE AGRARIE

USO DEL SUOLO	Gruppi Idrologici del suolo			
	A	B	C	D
L2f- Vigneti misti a frutteti	66	76	82	86
L5- Castagneti da frutto	67	78	85	89

3. PRATI

USO DEL SUOLO	Gruppi Idrologici del suolo			
	A	B	C	D
P2- Prati permanenti di pianura	54	74	81	85
P2s- Prati permanenti di pianura con coltivazioni foraggere, associati a seminativi	59	75	83	87
P2sa- Prati permanenti con la presenza diffusa di filari arborei	69	81	86	89
P4- Prati e pascoli	49	71	86	89

4. BOSCHI

USO DEL SUOLO	Gruppi Idrologici del suolo			
	A	B	C	D
B1- Boschi di latifoglie	42	65	76	80
B4- Boschi di conifere	42	65	76	80
B5- Boschi misti di conifere e di latifoglie	42	65	76	80
B7- Rimboschimenti recenti	42	65	76	80

5. VEGETAZIONE NATURALE

USO DEL SUOLO	Gruppi Idrologici del suolo			
	A	B	C	D
N3- Vegetazione rupestre e dei detriti	68	79	86	89
N5- Vegetazione dei greti e delle zone spondali, spesso inondate	98	98	98	98
N8- Vegetazione arbustiva e cespuglieti	46	67	77	84
N8b- Vegetazione in evoluzione verso forme forestali	46	67	77	84

6. AREE STERILI

USO DEL SUOLO	Gruppi Idrologici del suolo			
	A	B	C	D
R1- Accumuli detritici ed affioramenti litoidi privi di vegetazione	72	82	87	90
R4- Ambiti degradati soggetti ad usi diversi	72	82	87	90
R5- Aree sabbiose, ghiaiose e spiagge	25	55	70	77

7. AREE IDRICHE

USO DEL SUOLO	Gruppi Idrologici del suolo			
	A	B	C	D
A1- Ghiacciai e nevai	36	60	73	79
A2- Laghi, bacini e specchi d'acqua	100	100	100	100
A3- Alvei fluviali e corsi d'acqua artificiali	100	100	100	100

8. AREE URBANIZZATE

USO DEL SUOLO Classe U	Gruppi Idrologici del suolo			
	A	B	C	D
1112- Tessuto urbano continuo (mediamente denso)	89	92	94	95
1121- Tessuto residenziale discontinuo	77	85	90	92
1122- Tessuto residenziale rado e nucleiforme	60	75	84	89
1123- Tessuto residenziale sparso	55	71	80	85
12111-Insediamenti industriali, artigianali e commerciali	81	88	91	93
12124- Cimiteri	81	88	91	93
1221- Reti stradali e spazi accessori (largh. min. 25m)	98	98	98	98
133- Cantieri	72	82	87	89
1422- Campeggi, strutture turistiche, ricreative	49	69	79	84

7. Esperimenti di Validazione

7.1. INTRODUZIONE

La validazione della mappatura condotta nel precedente capitolo richiede, di norma, una buona disponibilità di dati pluviometrici e idrometrici, osservati con una risoluzione temporale adeguata (almeno oraria o inferiore).

Questa necessità si scontra qui con la drammatica situazione delle reti di osservazione idrometrica del nostro paese e, in particolare, dell'area di studio. In pratica, non si dispone di dati idrometrici adeguati neppure all'impostazione del problema in modo canonico.

Per ovviare a questa difficoltà, è stata intrapresa una duplice via:

- per eseguire una validazione globale di larga massima si sono utilizzati i dati giornalieri, che sono disponibili soltanto fino all'anno 1970, utile a valutare le prestazioni del modello cartografico-idrologico sul complesso dell'area in esame (Adda chiuso a Fuentes), mentre
- per eseguire una validazione di dettaglio si è costruita una "realtà virtuale", generando idrogrammi sintetici tramite un modello più sofisticato (e quindi a parametrizzazione più complessa). Questo modello di realtà virtuale è stato calibrato in base ai pochissimi dati orari di afflussi e deflussi oggi disponibili e, quindi, è stato estrapolato in alcuni sottobacini salienti, dove si è condotto un confronto tra la realtà virtuale così generata e i risultati del modello in esame, ottenuti con il metodo SCS-CN.

7.2. VALIDAZIONE DEL METODO SCS-CN IN BASE A OSSERVAZIONI GIORNALIERE

In via preliminare, è utile, ai fini dello studio della risposta idrologica del terreno per il territorio valtellinese, procedere all'analisi dei valori di *CN* ottenuti dalla mappatura, considerando gli **eventi registrati a scala giornaliera negli annali idrologici** (ritenuti significativi per ciò che riguarda la portata massima evidenziata).

La ricerca degli eventi da analizzare, viene circoscritta agli anni che vanno dal 1930 al 1970, per i quali si dispone dei dati, avendo posto la seguente ipotesi di lavoro:

in questi anni lontani, l'uso del suolo era probabilmente differente rispetto alle circostanze odierne, tuttavia l'effetto di laminazione dei bacini naturali e artificiali era minore, rispetto a oggi, nei confronti del deflusso superficiale, prodotto da sollecitazioni meteorologiche rilevanti; questi due aspetti, considerati contemporaneamente, possono evidenziare una condizione globale dello stato del terreno della Valtellina negli anni passati, che può essere paragonata con l'attuale situazione, per cui è stato analizzato il suolo.

La ricerca viene incentrata sul bacino del fiume Adda chiuso a Fuentes, dove, per l'estensione del bacino, il dato giornaliero comporta una perdita di informazione minore (v. Fig. 7.2.1). A tal scopo si fa riferimento alle stazioni pluviometriche di questo bacino, i cui dati pluviometrici vengono riportati nella prima parte degli annali. Questo bacino si estende per un'area di 2352.3 Km² e prevede un valore di *CN* medio, a scala di bacino pari a 70 (con un coefficiente *c* uguale a 0.05).

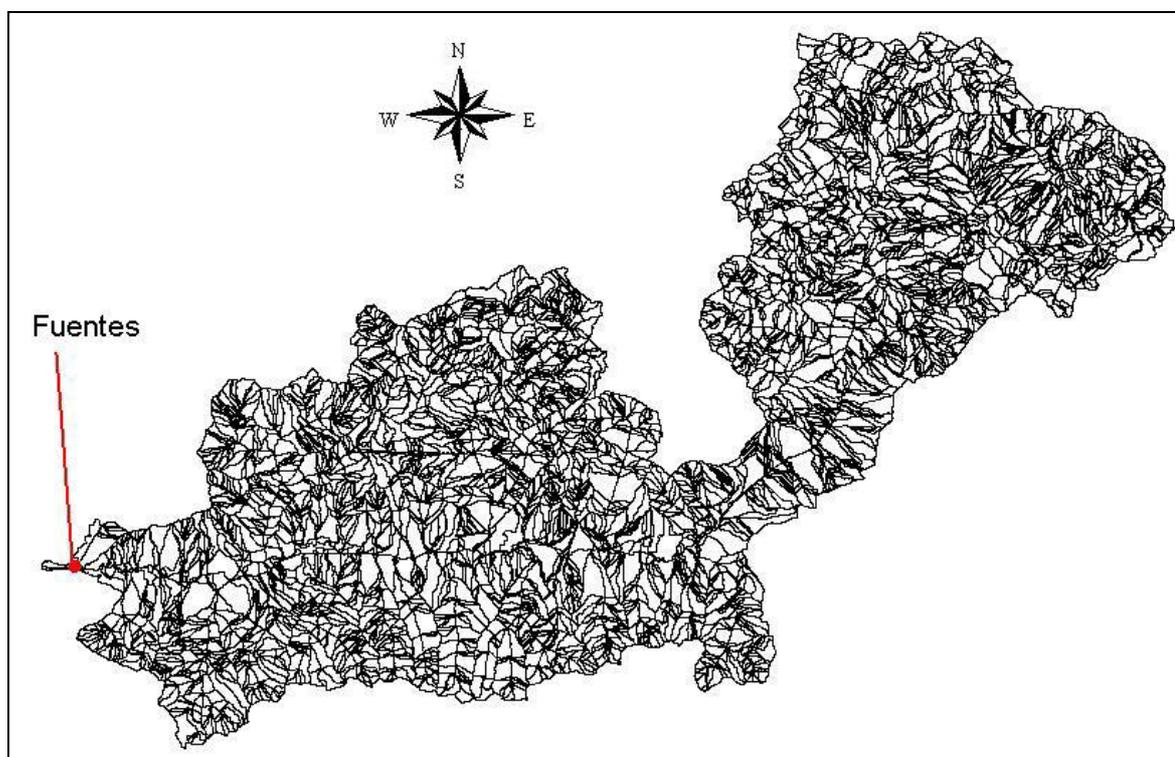


Fig. 7.6.2.1 - Bacino dell'Adda superiore, chiuso a Fuentes, scala 1: 500000.

Una volta estrapolati alcuni eventi significativi dagli annali, vengono analizzate le *portate medie giornaliere* e la *pioggia* caduta e rilevata delle stazioni presenti nel bacino di riferimento, per l'evento in questione e per i giorni dell'anno in cui si è focalizzata l'attenzione (v. Tab. 7.2.1).

Tab. 7.2.1 - Eventi di riferimento ricavati dagli Annali Idrologici.

<i>Eventi di riferimento, estrapolati dagli annali idrografici</i>		
Anno	Periodo	Portata Massima Giornaliera [m³/s]
1931	20-ottobre, 3-novembre	465 (26 ottobre)
1933	5-ottobre, 19-ottobre	506 (9 ottobre)
1952	22-ottobre, 5-novembre	624 (26 ottobre)
1954	17-agosto, 31 agosto	692 (22 agosto)
1956	30-agosto, 13-settembre	636 (3 settembre)
1958	28-settembre, 12-ottobre	338 (2 ottobre)
1960	13-settembre, 27-settembre	934 (17 settembre)
1964	13-aprile, 27-aprile	106 (21 aprile)
1965	28-agosto, 11-settembre	772 (3 settembre)
1966	1-novembre, 15-novembre	221 (5 novembre)
1967	12-novembre, 26-novembre	225 (17 novembre)

Viene così, ricostruito l'*idrogramma di piena* per la sezione di chiusura, Fuentes, e lo *ietogramma di pioggia*, per il periodo corrispondente (v. esempio in Fig. 7.2.2).

Da queste informazioni di base è possibile procedere con l'analisi degli eventi considerati; lo scopo del lavoro è di porre qui a confronto:

- il ruscellamento, osservabile dall'idrogramma di piena, ruscellamento identificato dal volume d'acqua calcolato come area sottesa la curva (v. Fig. 7.2.3), una volta escluso il deflusso sotterraneo e il deflusso di base (tramite il "taglio" dell'idrogramma di piena);
- il probabile deflusso superficiale calcolabile dalle piogge registrate, tramite il metodo SCS-CN, secondo la canonica formulazione $R = (P - I_a)^2 / (P - I_a + S)$, dove R è il deflusso superficiale, P la pioggia lorda, I_a la capacità idrica iniziale ed S la massima capacità di ritenzione idrica del terreno.

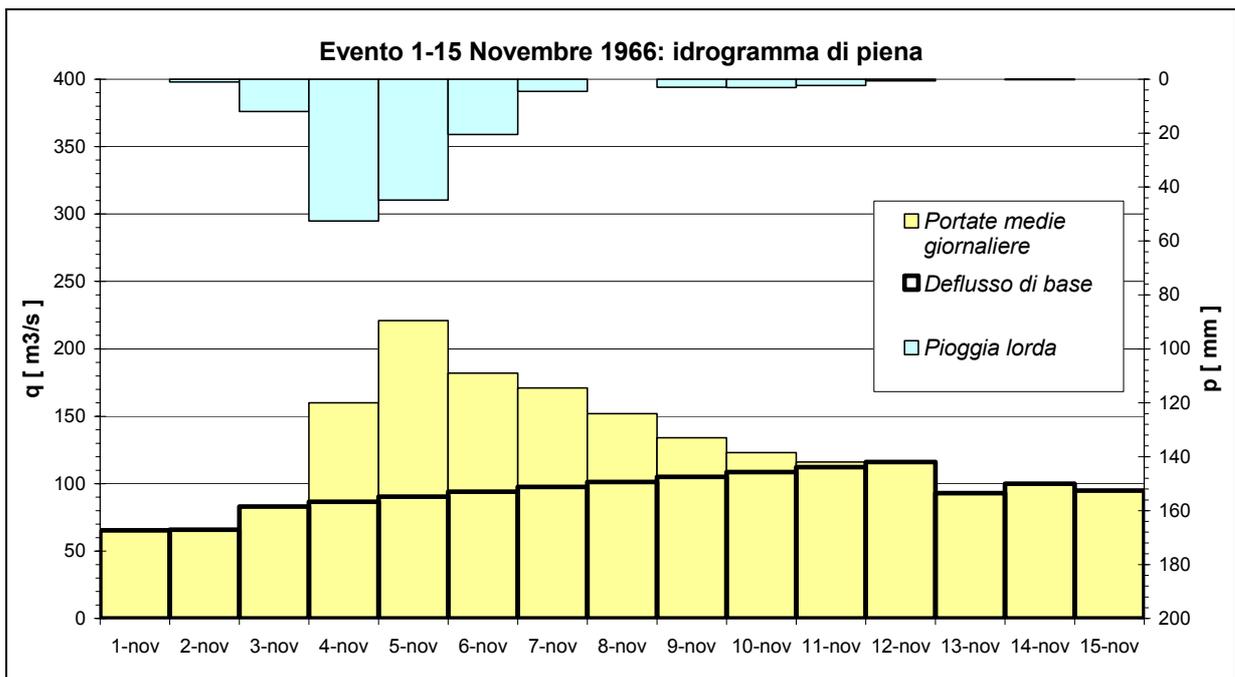


Fig. 7.2.2 - Esempio di un idrogramma di piena e di uno ietogramma, per un evento (Novembre 1966) ricavato elaborando i dati degli Annali Idrologici.

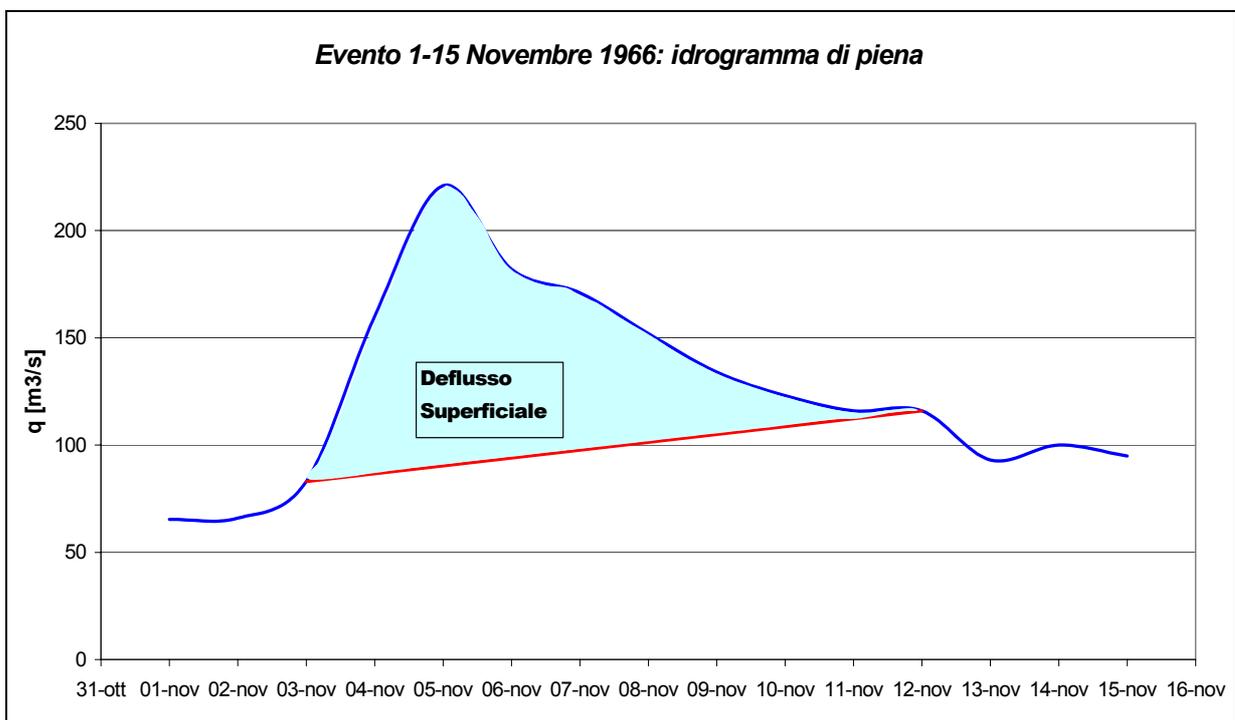


Fig. 7.2.3 - Esempio di come viene ricavato il ruscellamento superficiale con il “taglio” dell'idrogramma.

I risultati sono riportati in tab. 7.2.2, dove sono poste a confronto le misure estrapolate del ruscellamento osservato con i valori calcolati in base alla mappatura eseguita del parametro CN. Questi valori sono anche presentati in forma grafica in Fig. 7.2.4, dove l'asse delle ascisse riporta il **ruscellamento osservato** dall'idrogramma, mentre l'asse delle ordinate i valori del **ruscellamento calcolato**.

Tab. 7.2.2 - Valori del deflusso superficiale per i vari eventi (giornalieri) ricavabili dagli Annali Idrografici.

Anno	R calcolato (CN) [mm]	R osservato [mm]	Δ (differenza tra i 2 valori) [mm]
1931	35.41	31.94	-3.47
1933	27.35	36.77	9.42
1952	20.89	27.84	6.95
1954	30.87	37.75	6.88
1956	22.22	29.73	7.51
1958	10.83	22.03	11.21
1960	69.45	80.22	10.77
1964	6.37	4.89	-1.48
1965	38.20	48.41	10.21
1966	26.93	17.01	-9.92
1967	13.97	10.79	-3.18

Il grafico precedente è stato costruito in modo da porre in relazione i due valori di ruscellamento, corrispondenti ad uno stesso "evento". Si noti come sia rilevabile una discreta differenza tra i valori ottenuti per un medesimo evento di piena, che evidenzia una percentuale di errore nel calcolo dei volumi di piena.

A tale proposito, è stata anche condotta un'analisi statistica di regressione (con un livello di confidenza pari al 95%) dei dati a disposizione, in modo da definire delle *bande di confidenza* entro cui ritenere corretti i valori posti a confronto (v. Fig. 7.2.5).

Il risultato è comunque abbastanza confortante, soprattutto se si tiene conto l'elevato margine di incertezza con cui il ruscellamento "osservato" è stato valutato, derivando un idrogramma di piena in base a dati di portata medie giornaliere registrati negli Annali, sia in relazione alla scala temporale "grossolana" con cui il deflusso superficiale viene calcolato tramite il metodo SCS-CN, basato sulla pioggia lorda rilevata dalle stazioni pluviometriche presenti e allora in funzione nel territorio.

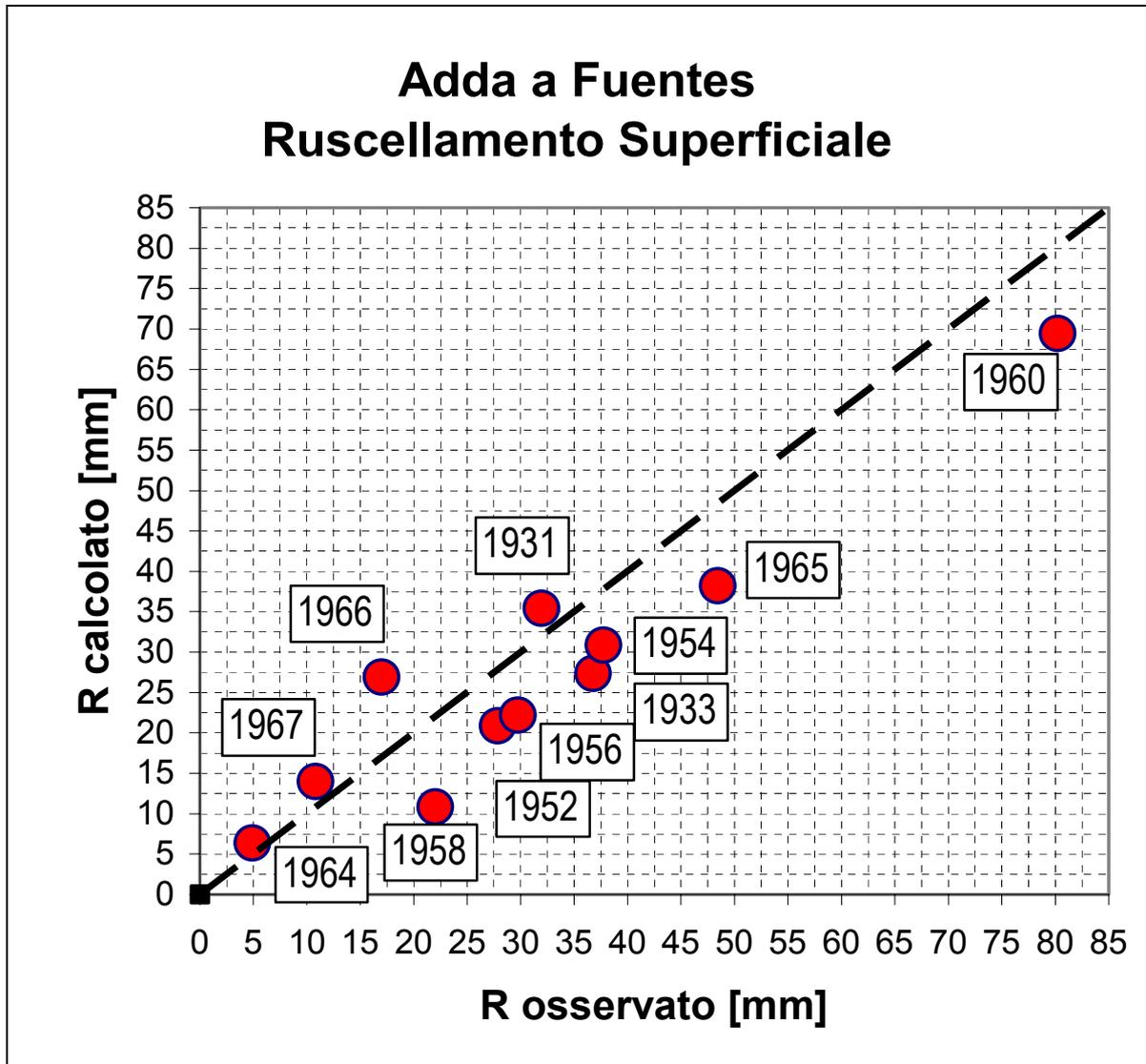


Fig. 7.2.4 - Confronto tra ruscellamento osservato e il deflusso superficiale calcolato con il metodo SCS-CN.

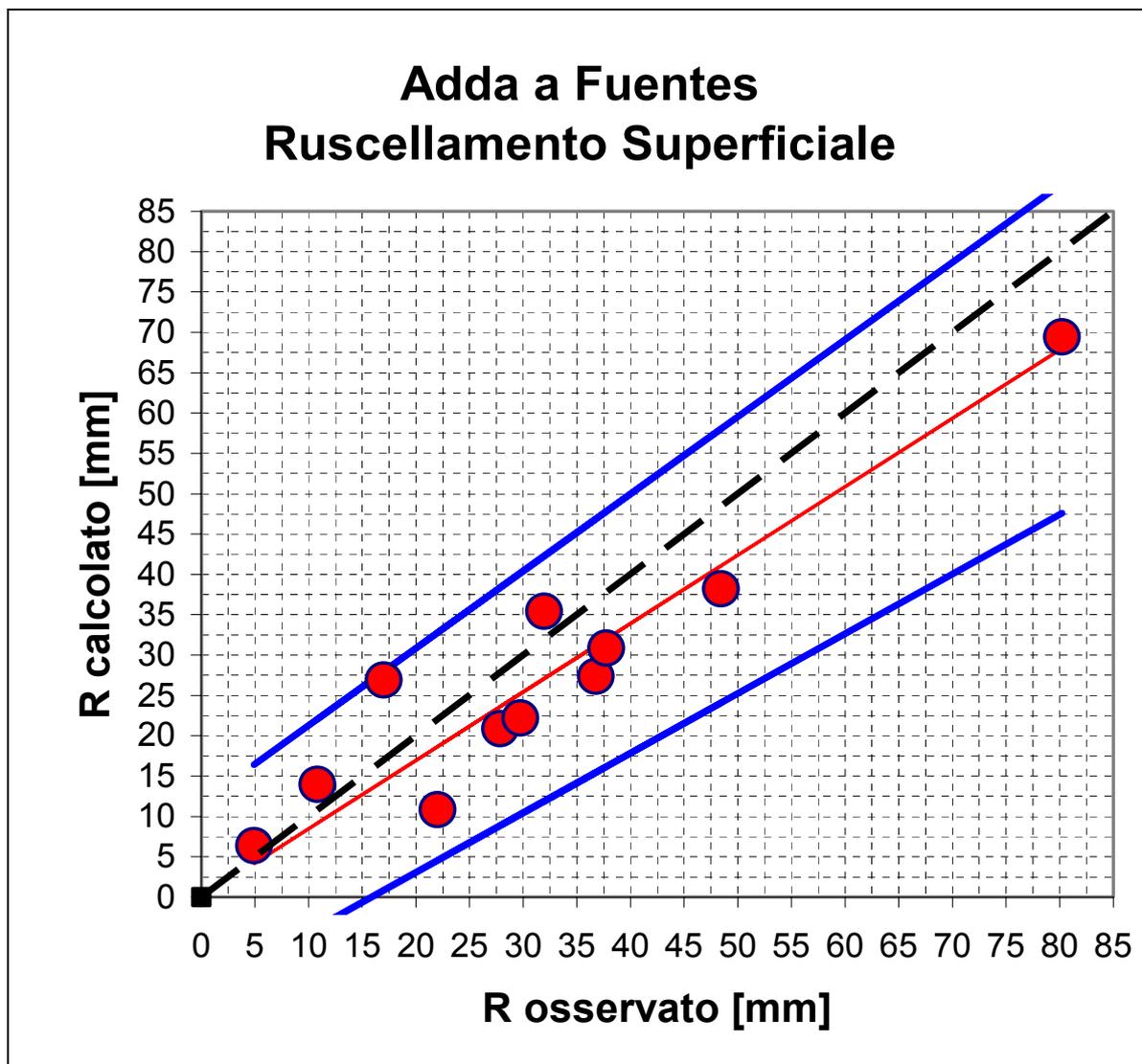


Fig. 7.2.5 - Bande di confidenza (in blu nel grafico) per i valori di ruscellamento posti a confronto.

7.3. VALIDAZIONE DEL METODO SCS-CN TRAMITE SIMULAZIONE

Introduzione

Questa fase del lavoro prevede la validazione dell'affidabilità da attribuire alle stime ottenute del parametro di assorbimento *CN*. A tale scopo si sono utilizzate le potenzialità dei **modelli idrologici di tipo concentrato** per simulare la trasformazione **afflussi-deflussi**; l'*input* che richiede questi modelli è costituito da un idetogramma (e da un volume di pioggia lorda). Il criterio di validazione viene sviluppato confrontando gli idrogrammi di piena simulati con due **modelli di rifiuto del terreno**: il **metodo SCS-CN** e il **metodo topografico**, o *Top Model* [Kirby & Beven, 1979]. Questa procedura si è resa quasi necessaria dal momento in cui non si hanno a disposizione registrazioni pluviometriche per la zona della Valtellina, fatta eccezione per l'unico evento utilizzato per la **taratura** del modello Top Model, in cui si hanno le misure di pioggia e di portata, per cui è stato possibile ricostruire un idetogramma e un idrogramma di piena "reali": l'episodio meteorologico in questione è inerente alla disastrosa alluvione che ha coinvolto la Valtellina nel 1987 e, precisamente riguarda i giorni 26 e 27 Settembre. Il confronto tra gli idrogrammi di piena simulati consente di valutare il volume di pioggia infiltrato e quindi il valor medio a scala di bacino del parametro di assorbimento *CN*.

I bacini utilizzati per la validazione vengono individuati in base alla bacinizzazione, che ha suddiviso la Valtellina in bacini corrispondenti ai principali corsi d'acqua che scorrono nella valle lombarda (v. Tab. 7.3.1).

Inoltre non avendo a disposizione registrazioni pluviometriche, si è scelto di costruire degli eventi sintetici da poter simulare; queste piogge derivano da un trattamento dei dati, dei parametri statistici e delle Linee Segnalatrici di Possibilità Pluviometrica (LSPP), propri di stazioni pluviometriche, ubicate nei bacini di riferimento. La scelta di ricreare eventi di piena notevoli è legata alla ricerca di valori ottimali di taratura per riprodurre il comportamento del suolo in condizioni estreme.

Infine l'idrogramma di piena viene simulato secondo il **modello topologico di dispersione idrografica, TIUH** [Troutman & Karlinger, 1985], che valuta la propagazione in rete del deflusso superficiale, formatosi per effetto della dispersione geomorfologica.

Tab. 7.3.1 - Elenco dei bacini presi in esame per la validazione del metodo SCS-CN.

Bacino	Alveo	Area [kmq]
Valpola (escluso il Lago di Cancano)	<i>Adda</i>	400
Valpola (compreso il Lago di Cancano)	<i>Adda</i>	504
Tirano	<i>Adda</i>	906
Adda e Spagnolo	<i>Adda</i> <i>Spagnolo</i>	2373
Mera	<i>Mera</i>	544
Spol	<i>Spol</i>	248
Reno di Lei	<i>Reno di Lei</i>	53

Pre-elaborazioni per l'applicazione di TOP MODEL

Per utilizzare il modello topografico per simulare il rifiuto del terreno, vengono richiesti i parametri della distribuzione di probabilità *gamma* del fattore topografico, il valor medio del fattore topografico, il tasso di decadimento della trasmissività ed il deficit idrico iniziale (v. Tab. 7.3.1).

Tab. 7.3.1. - Parametri richiesti per utilizzare Top Model.

Parametro	(descrizione)	unità
λ	media della <i>pdf</i> del fattore topografico	-
m	tasso di decadimento della trasmissività	<i>mm</i>
\bar{s}_0	deficit idrico medio iniziale	<i>mm</i>
χ	parametro di scala della pdf del fattore topografico	-
μ	parametro di posizione della pdf del fattore topografico	-

E' bene focalizzare qui l'attenzione su un parametro fondamentale di questo modello di rifiuto del terreno: il **fattore topografico**.

Il fattore topografico locale è definito come il logaritmo naturale del rapporto tra l'area contribuyente e la pendenza, ovvero la tangente dell'angolo dell'inclinazione locale del pendio $\ln \frac{a}{\tan \beta}$. Nella valutazione e nella validazione del parametro di assorbimento *CN*, la procedura prevede un'analisi a scala di bacino e, tenendo conto di queste ipotesi di lavoro, è necessario calcolare il valore medio del fattore topografico λ , riferito alla zona in esame, ovvero all'area che compete i bacini presi in considerazione per il criterio di validazione del *CN*.

A tale scopo ci si è serviti di un procedimento elaborato da David Tarboton della Utah State University, basato sui concetti espressi nel Top Model; l'esercitazione in questione prevede l'utilizzo dell'estensione SINMAP di ArcView GIS, la quale richiede come *input* una mappa DEM (il DTM20, fornito dalla Regione Lombardia). La prima operazione richiesta è quella di calcolare, tramite l'opzione 'Compute All Step' del 'Grid Processing' del menù di SINMAP, quattro tematismi chiave per ricavare il valor medio λ delle zone d'interesse:

- *pit filled dem*, in cui la mappa DEM viene privata di tutte quelle celle, responsabili di fenomeni di accumulazione durante il ruscellamento superficiale;
- *flow direction*, che rappresenta le direzioni di deflusso;
- *slope*, in cui vengono forniti i valori della pendenza dei versanti;
- *contributing area*, che rappresenta tutte le possibili aree contribuenti (*specific catchment area*).

Per elaborare la mappa di *contributing area*, SINMAP calcola particolari aree, definite *upslope area*, contate in termini di numero di celle, secondo una procedura ricorsiva, estensione di un algoritmo ricorsivo molto efficiente per singole direzioni [Mark, 1988]. La

upslope area di ogni singola cella è considerata pari all'area della cella stessa a cui ci si riferisce, più l'area (*upslope area*) delle celle confinanti, che drena parte del proprio deflusso nella cella considerata; il flusso che drena dalle celle limitrofe dipende, naturalmente, dall'angolo della direzione di deflusso (*flow direction*, v. Fig. 7.3.1). L'area che contribuisce al deflusso di drenaggio (*specif catchment area*) viene considerata come la *upslope area* per unità di lunghezza (v. Fig. 7.3.2).

Una volta che si disponga di questi quattro tematismi, è possibile calcolare il parametro λ ; utilizzando il calcolatore fornito da ArcView per le mappe raster, *Map Calculation*, si fa eseguire al software GIS un'operazione di divisione tra la mappa '*contributing area*' e la mappa '*slope*':

$$([\textit{contributing_area}]/[\textit{slope}]).\textit{Log},$$

facendo eseguire l'elaborazione per ogni singolo bacino preso in considerazione, ponendo, volta per volta, il tematismo di ogni bacino come maschera di calcolo. Questa operazione crea un'ulteriore mappa, che fornisce il valore di λ ricercato, corrispondente al valor medio dell'indice $\ln \frac{a}{\tan \beta}$, per ogni bacino di riferimento (v. Tab. 7.3.2).

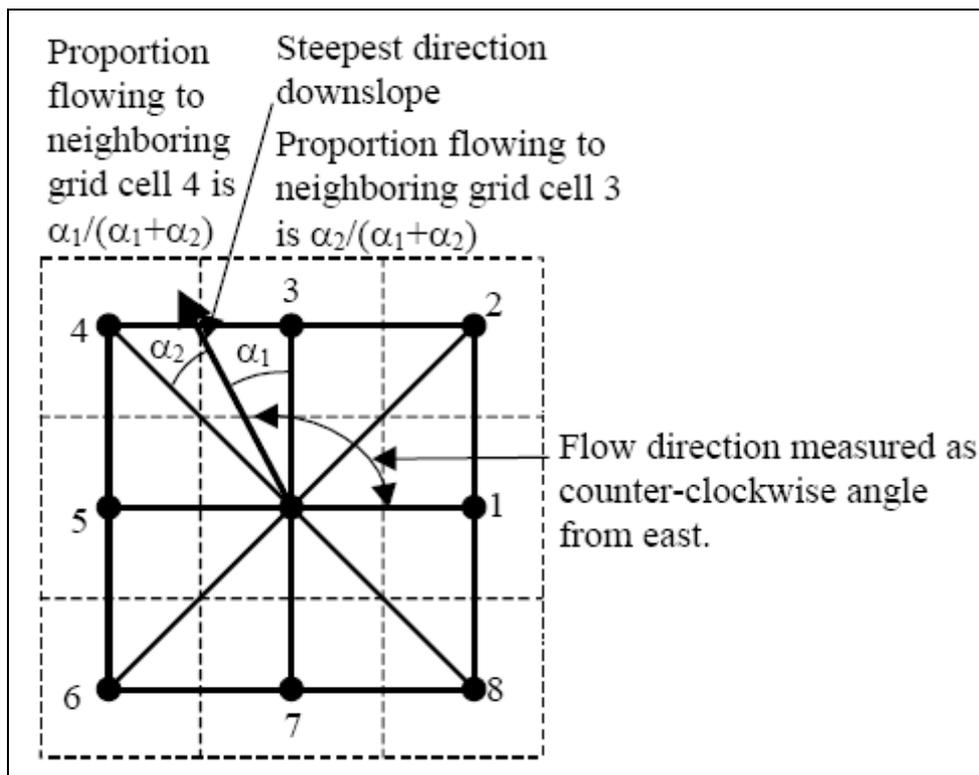


Fig. 7.3.1 - *Flow direction* calcolata da SINMAP.

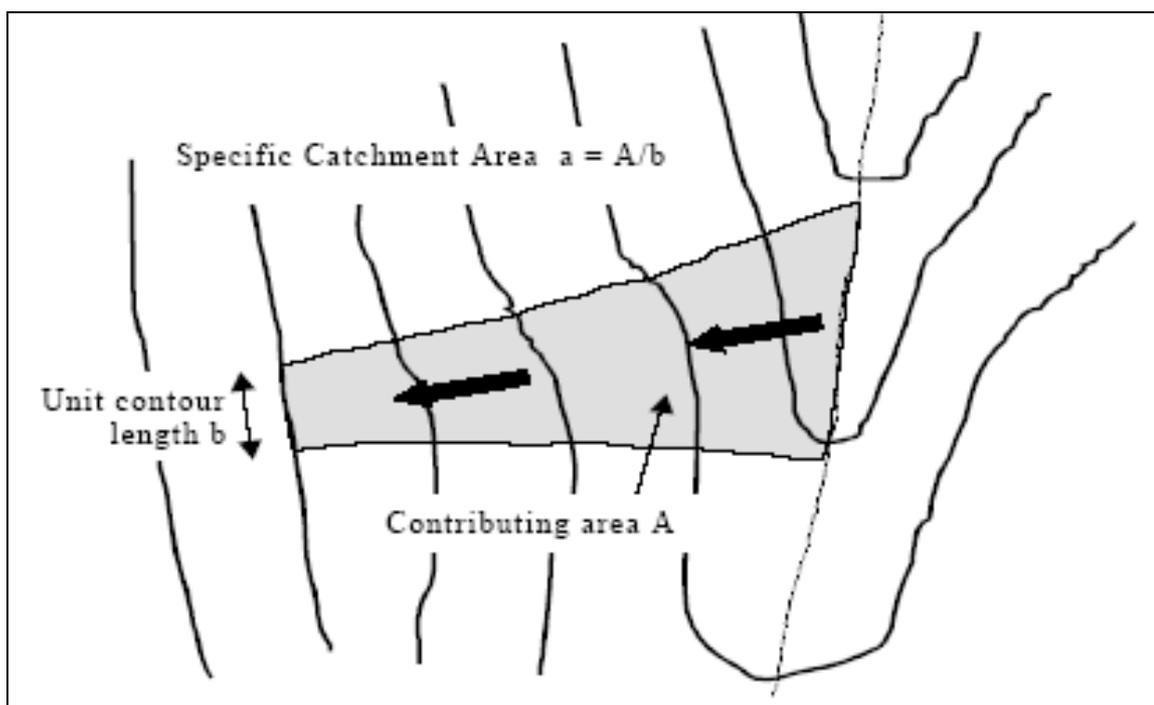


Fig. 7.3.2 - Contributing area calcolata da SINMAP, rispetto le isoipse della mappa DEM.

Tab. 7.3.2 - Valori del **fattore topografico λ** , per ogni bacino utilizzato nella procedura di validazione del parametro di assorbimento CN.

<i>Bacino</i>	<i>Area [kmq]</i>	<i>Fattore Topografico</i>
Valpola (escluso Cancano)	400	7
Valpola (con Cancano)	504	7.85
Tirano	906	9.06
Adda e Spagnolo	2373	17.80
Mera	544	24.55
Spol	248	9.53
Reno di Lei	53	8.45

La rete fluviale della Valtellina e applicazione del modello TIUH Weibulliano

Per implementare al meglio il modello TIUH Weibulliano di dispersione idrografica, si può utilizzare l'estensione **Hydro** del software GIS ArcView, che consente di ricostruire la **rete fluviale** di ogni bacino idrografico della Valtellina.

L'estensione Hydro richiede come *input* di base una mappa DEM, da cui ricavare tutte le informazioni necessarie per ricostruire una rete idrografica che rispecchi il reale reticolo fluviale, presente sul territorio valtellinese. Il DEM utilizzato (il DTM20 fornito dalla Regione Lombardia) viene "corretto", assegnando alle celle che potrebbero impedire il

regolare deflusso superficiale, la quota minima che compete alle otto celle limitrofe, che circondano la cella che si sta analizzando: si crea così un ulteriore DEM (DEM *filled*) su cui Hydro opera.

A partire da questa mappa raster, Hydro crea altri due tematismi in formato *grid*, che individuano i percorsi di drenaggio della superficie terrestre (*flow direction*) e le naturali zone di accumulazione del flusso superficiale (*flow accumulation*).

ArcView assegna particolari valori alle celle di queste due mappe: nel caso del tematismo di *Flow Direction* (v. Fig. 7.3.3), considerando una generica cella 'X', le celle assumono dei valori definiti, a seconda della direzione di flusso:

32	64	128
16	X	1
8	4	2

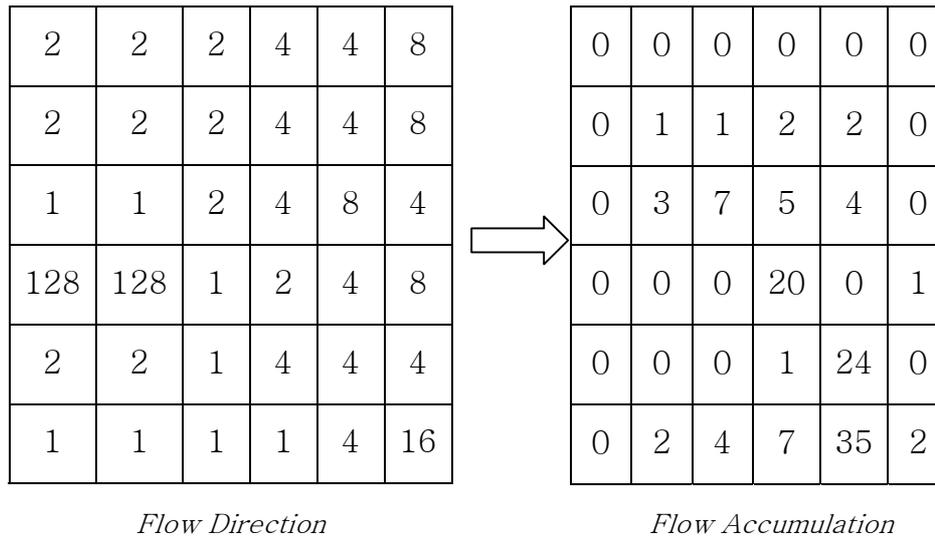
Questo tipo di legenda può essere reso più chiaro con un esempio, che descrive come Hydro assegna questi valori, una volta analizzate le quote della mappa di elevazione:

78	72	69	71	58	49	→	2	2	2	4	4	8
74	67	56	49	46	50		2	2	2	4	4	8
69	53	44	37	38	48		1	1	2	4	8	4
64	58	55	22	31	24		128	128	1	2	4	8
68	61	47	21	16	19		2	2	1	4	4	4
74	53	34	12	11	12		1	1	1	1	4	16

DEM con le quote d'altitudine

Flow Direction, in accordo con le altezze

Un altro esempio, che completa il precedente, può mostrare come Hydro estrapola la mappa di *Flow Accumulation*, a partire dalla carta di *Flow Direction*:



In ogni cella del raster di *Flow Accumulation*, vi è il valore del numero di celle limitrofe e confinanti, che drenano il proprio ruscellamento superficiale nella cella stessa.

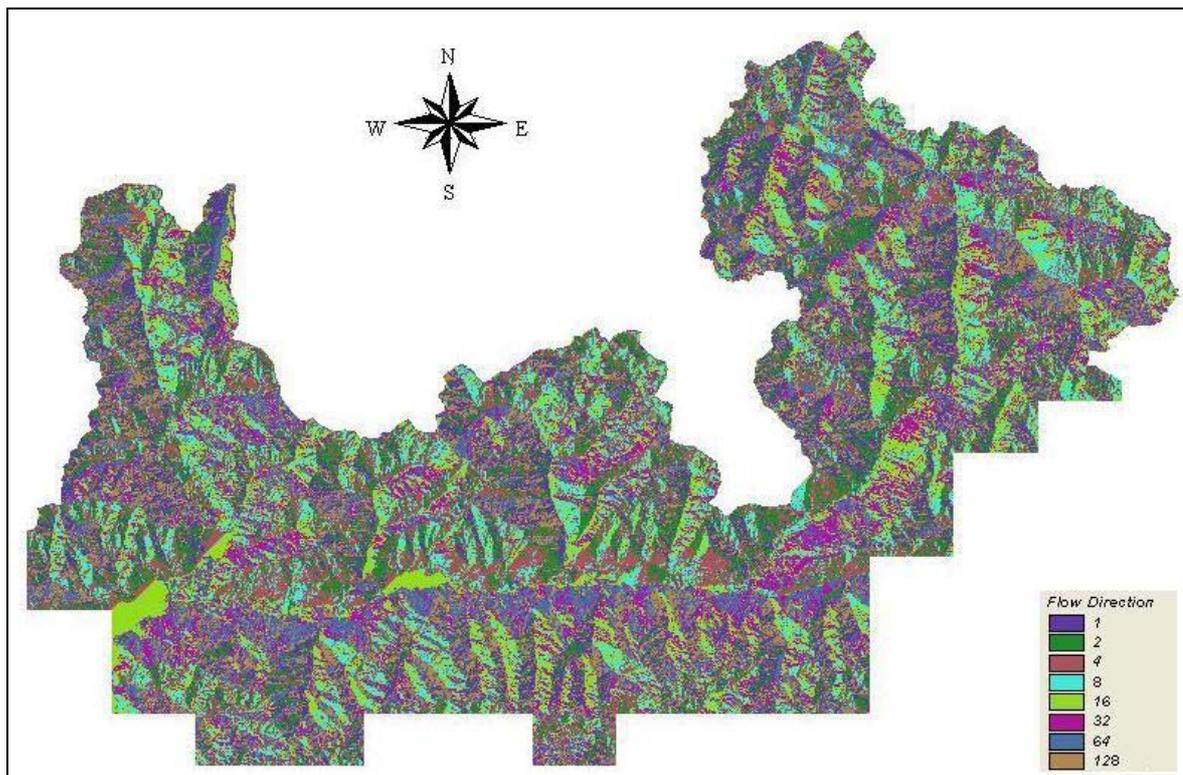


Fig. 7.3.3 - *Flow Direction* derivante dal DEM della Valtellina, scala 1: 500000.

Definite queste due mappa fondamentali, è quindi possibile ricostruire la rete idrografica dell'area di studio. Il reticolo viene creato da Hydro come *file* vettoriale, sulla base delle informazioni che ricava dalle mappe raster *Flow Direction* e *Flow Accumulation* ;

l'estensione di ArcView, tramite l'opzione 'Stream Network As Line Shape', richiede il numero minimo di celle per cui ricreare i canali della *stream network* : si è scelto per un minimo di 1400 celle, osservando che lo *shapefile* ottenuto si adatta meglio alla effettiva rete idrografica della Valtellina (v. Fig. 7.3.4).

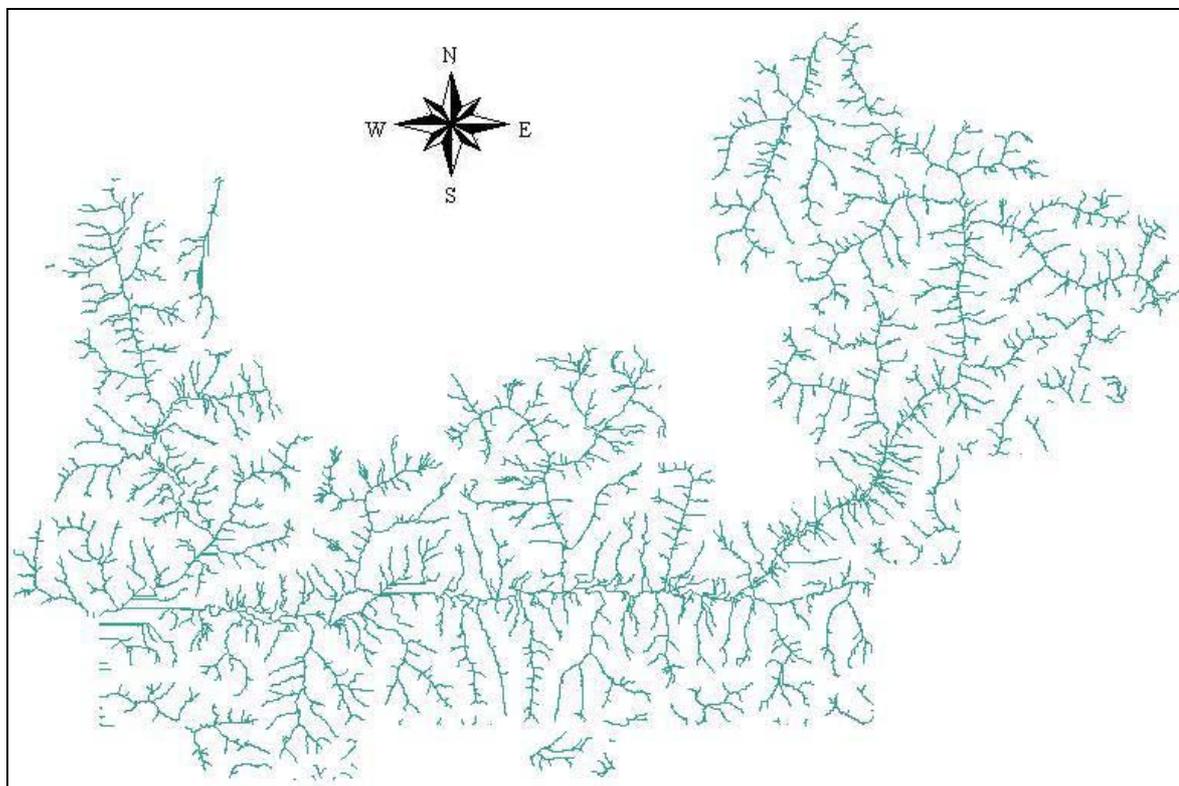


Fig. 7.3.4 - *Stream Network* della Valtellina, scala 1: 500000.

Per tutti i bacini presi in considerazione per la validazione del parametro CN, viene realizzato uno *shapefile* che rappresenta la *stream network* del bacino stesso.

Tab. 7.3.3 - Tabella riassuntiva dei parametri a scala di bacino da utilizzare in FLEA, per ogni bacino idrografico, nella validazione del CN.

<i>Bacino</i>	<i>Area [kmq]</i>	<i>Fattore Topografico</i>	<i>CN medio</i>	DEM 20x20 [m] 1400 Min celle per creare rete idrografica (Hydro)	
				<i>Magnitudo di Rete</i>	<i>Lunghezza media dei rami [m]</i>
Valpola (escluso Cancano)	400	7	70	163	813.34
Valpola (con Cancano)	504	7.85	71	255	841.68
Tirano	906	9.06	72	393	869.91
Adda e Spagnolo	2373	17.80	70	1033	921.94
Mera	544	24.55	74	264	906.07
Spol	248	9.53	76	67	895.06
Reno di Lei	53	8.45	80	20	1095.03

Avendo a disposizione tutte le informazioni riguardanti la rete fluviale valtellinese, è possibile estrarre da essa i parametri necessari per implementare il modello TIUH con il sistema FLEA (v. Tab. 7.3.3). Si è quindi ricavata la magnitudo della rete e la lunghezza media dei rami, per ogni bacino idrografico.

Calibrazione dei modelli di riferimento

Come detto in precedenza, ci si è proposti di validare del metodo SCS-CN, quindi della mappatura del parametro di assorbimento CN , attraverso la simulazione e l'implementazione di **eventi meteorologici "sintetici"**. Si sono posti a confronto gli idrogrammi di deflusso, che identificano la risposta del bacino e dispersione idrografica a seguito della risposta del suolo alla sollecitazione piovosa, secondo due modelli differenti di rifiuto del terreno: il Top Model e il modello SCS-CN.

Prima di procedere con questo tipo di analisi, ci si è serviti di un evento registrato (in cui sono presenti piogge misurate e valori di portate osservate), per operare una taratura del modello topologico, utilizzato successivamente. L'evento in questione riguarda il bacino del fiume Adda, con sezione di chiusura posta a Valpola, per una porzione di bacino che esclude la zona del lago di Cancano; le registrazioni di pioggia caduta e portate osservate sono state studiate ed analizzate a suo tempo dallo scrivente nell'ambito delle attività di emergenza successive alla frana di Valpolaa del 1987. I valori dei parametri del Top Model sono riportati in Tab. 7.3.4. L'idrogramma di deflusso, simulato tramite il modello TIUH Weibulliano di dispersione idrografica si adattasse in modo assai soddisfacente all'idrogramma di piena osservato (v. Fig. 7.3.5).

Nelo stesso grafico di Fig. 7.3.5 viene mostrato anche l'idrogramma di piena calcolato tramite il modello SCS-CN, in cui il parametro di assorbimento CN è pari al valore ricavato dall'elaborazione fatta per ottenere la mappatura di tale parametro per il bacino della Valtellina ($CN = 70$, coefficiente $c = 0.12$).

Tab. 7.3.4 - Valori dei parametri del Top Model, per l'evento piovoso utilizzato per la taratura del modello.

Adda, chiuso a Valpola: evento del 26-27 Settembre 1987	
Fattore topografico, λ	7
Costante di decadimento trasmissività, m [mm]	20
Deficit idrico iniziale, S_0 [mm]	35
Parametro di scala, χ	1
Parametro di posizione, μ	5

Come si può notare, il modello Top Model-TIUH Weibull implementato come modello di afflussi-deflussi, per questo evento, fornisce una simulazione della risposta del terreno verosimile e realistica, per il buon adattamento che l'idrogramma di piena simulato, fornito come *output* dal modello, presenta con l'idrogramma delle portate osservato.

La taratura del modello topologico permette, quindi, di avere a disposizione i valori dei parametri χ , di scala, e μ , di posizione, della distribuzione *gamma* del fattore topologico, λ , per l'area della Valtellina. Avendo precedentemente ricavato tramite ArcView GIS, gli altri parametri necessari per proseguire l'analisi (il fattore topologico, la magnitudo di rete e la

lunghezza media dei rami per ogni bacino di riferimento), è possibile “creare” la sollecitazione piovosa da inserire come *input* in FLEA per concludere l’analisi del metodo SCS-CN.

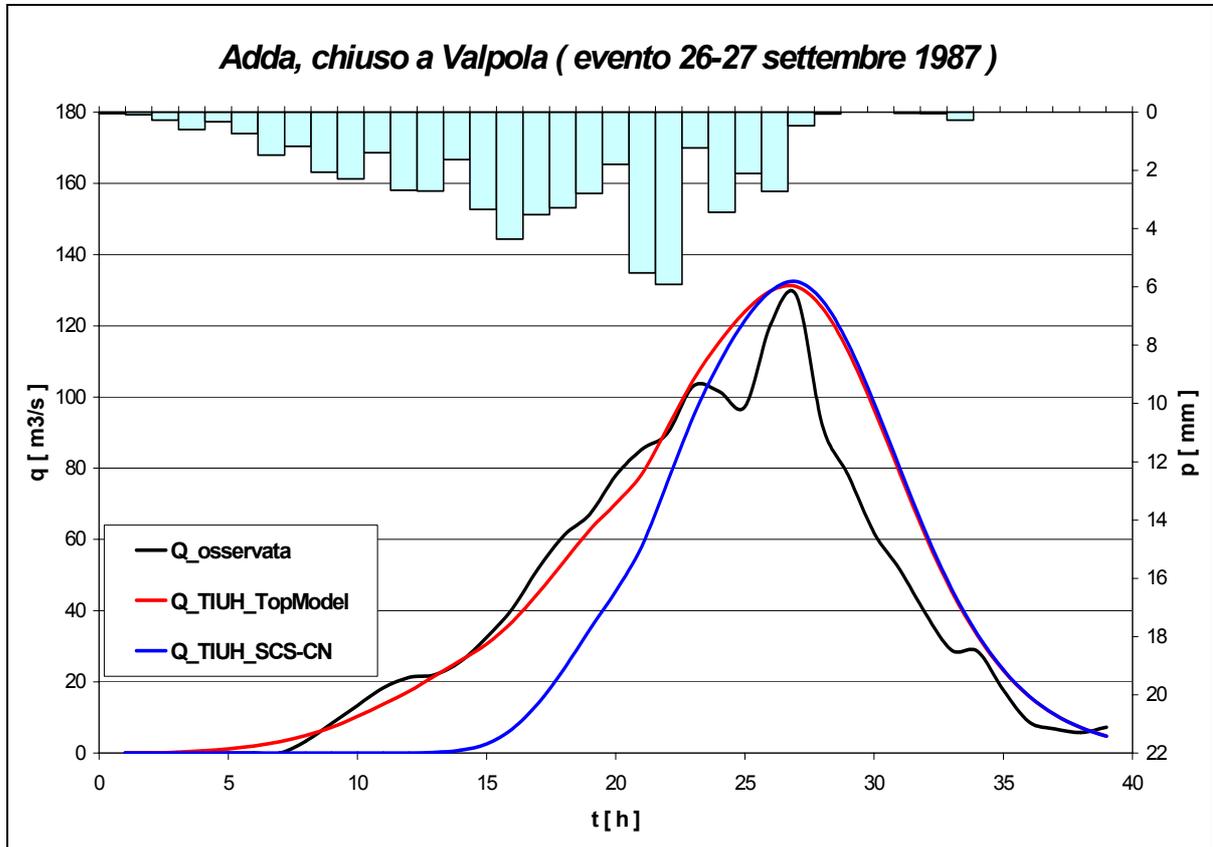


Fig. 7.3.5 - Idrogrammi di deflusso, per l’evento di Valpola del Settembre 1987.

Eventi critici di riferimento

Per generare eventi sintetici di riferimento, sono stati stimati i parametri delle Linee Segnalatrici di Probabilità Pluviometrica (LSPP) scala-invarianti, disponibili per alcune stazioni presenti sul territorio valtellinese; esse forniscono, indipendentemente dalla distribuzione probabilistica adottata, il valore atteso del tasso di pioggia nel centro di scroscio che risulta temibile in d ore consecutive

$$p = E[p] = a_1 d^{\nu-1},$$

dove a_1 è il coefficiente pluviale orario, pari al valore atteso della pioggia oraria massima annuale, $\nu-1$ è l’esponente di scala (*simple scaling*) e d è la durata di pioggia, espressa in ore. La sollecitazione meteorica **a scala di bacino** viene determinata riducendo quella locale per tener conto dell’effetto di attenuazione spaziale, tramite il fattore di riduzione areale ARF , variabile con la durata dello scroscio, secondo lo U.S. National Weather Service,

$$\psi = ARF = 1 - \exp(-1.1 \cdot d^{0.25}) + \exp(-1.1 \cdot d^{0.25} - 0.00386A)$$

dove A indica, area del bacino in questione, in Km², e d è misurato in ore. I coefficienti numerici sono quelli stimati per interpolazione da Eagleson [1972]. Si ha, quindi, che, per ogni bacino, la pioggia massima attesa è data da:

$$p_A = \psi a_1 d^{\nu-1},$$

con p_A espressa in mm/h, per ogni durata d presa in esame.

E' così possibile "creare" un evento critico per ogni bacino d'interesse, a partire da ietogrammi uniformi di durata d e tasso di pioggia p_A uniforme sul bacino; questi vengono simulati tramite i modelli idrologici di riferimento, in modo da ottenere gli idrogrammi di piena nella sezione di chiusura del bacino stesso: l'evento critico che viene preso in considerazione è quello che fornisce il valore massimo di portata, ricavabile dagli idrogrammi delle simulazioni con FLEA del modello di trasformazione afflussi-deflussi. Questo procedimento viene eseguito per alcune stazioni pluviometriche, una per ogni bacino idrografico considerato (v. Tab. 7.3.5-6). Le portate massime sono ricavate tramite FLEA, implementando la risposta del terreno con il Top Model e la risposta del bacino con il TIUH Weibulliano ($m = 20$ mm, $s_{0\text{medio}} = 35$ mm, $\mu = 5$, $\chi = 1$; $V_m = 1.1$ m/s).

Si sono considerate le stazioni pluviometriche (v. Fig. 7.3.6), per le quali erano a disposizione i parametri delle Linee Segnalatrici di Probabilità Pluviometrica scala-invarianti:

- **S.Caterina Valfurva**, per il bacino dell'Adda, chiuso a Valpola;
- **Fusino**, per il bacino dell'Adda, chiuso a Tirano;
- **Sondrio**, per il bacino dell'Adda e dello Spagnolo;
- **S.Francesco a Mesa**, per il bacino del Mera;
- **Livigno**, per il bacino dello Spol.

Tab. 7.3.5 - Valori dei parametri del *Simple Scaling*, per creare l'evento critico di ogni stazione.

	a_1	ν
S.Caterina Valfurva	12.380	0.504
Fusino	11.380	0.464
Sondrio	15.691	0.422
S.Francesco a Mesa	21.834	0.465
Livigno	11.462	0.486

Tab. 7.3.6 - Evento critico sintetico (nelle ipotesi di lavoro) per ogni stazione, scelta per ogni bacino idrografico di riferimento: viene identificata la durata d per cui si ha la massima portata alla sezione di chiusura (evento simulato con FLEA).

Stazioni	A [kmq]	d [h]	p [mm/h]	P [mm]	ψ [-]	p_A [mm/h]	P_A [mm]	Q_{max} [m ³ /s]
S.Caterina Valfurva	400	48	1.82	87.183	0.957	1.74	83.39	124.52
S.Caterina Valfurva	504	18	2.95	53.17	0.911	2.69	48.44	147.41
Fusino	906	12	3.01	36.07	0.875	2.63	31.56	170.78
Sondrio	2373	16	3.16	50.57	0.889	2.81	44.96	625.62
S.Francesco a Mese	544	8	7.18	57.46	0.862	6.19	49.54	337.13
Livigno	248	6	4.57	27.40	0.890	4.06	24.38	69.30

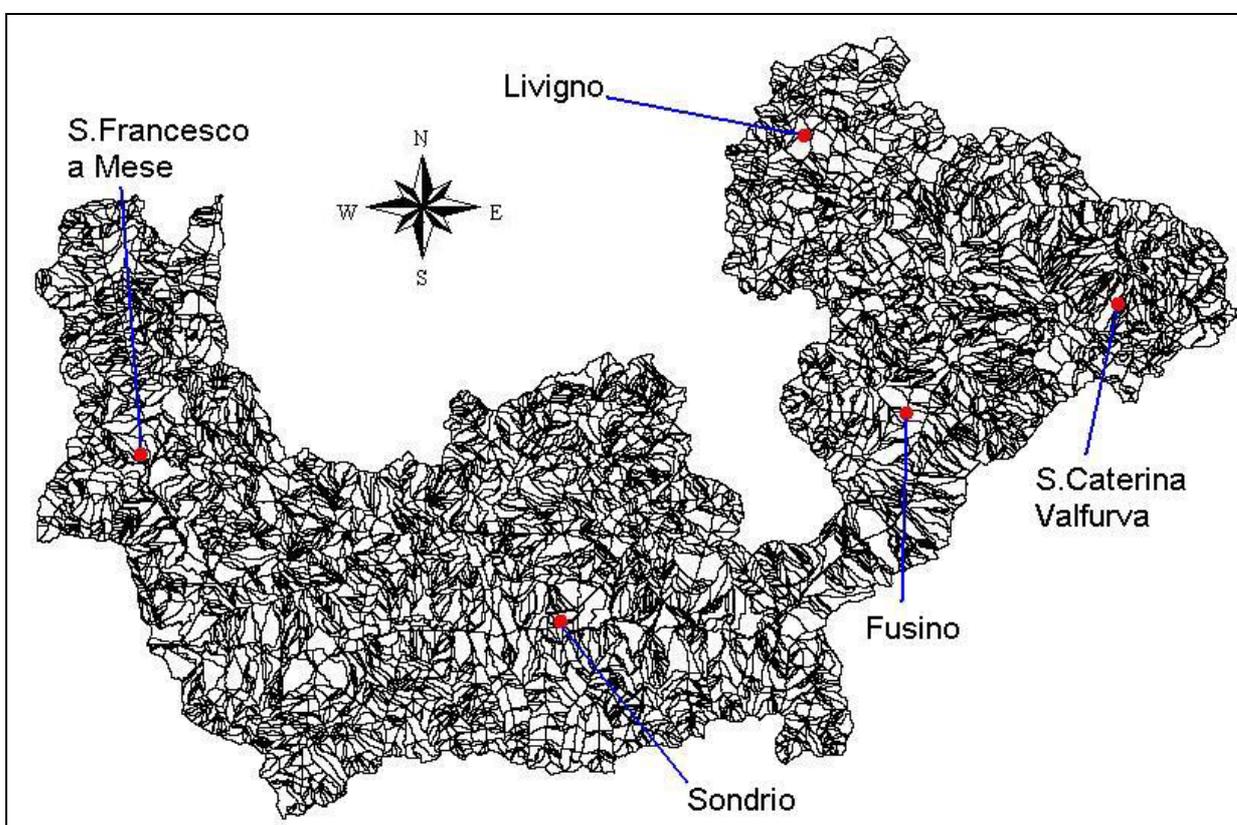


Fig. 7.3.6 - Stazioni pluviometriche prese in considerazione per la simulazione degli eventi sintetici, scala 1: 500000.

Per il bacino del Reno di Lei, non essendovi ubicata alcuna stazione pluviometrica da cui ricavare i parametri delle LSPP, si è realizzato un eventi sintetico “*ad-hoc*” (v. Tab. 7.3.7) per poter comunque simulare la risposta di bacino alla sollecitazione meteorologica.

Tab. 7.3.7 - Evento critico sintetico per il bacino del Reno di Lei, per cui non si hanno a disposizione i parametri delle LSPP.

	A	d	p_A
Bacino	[kmq]	[h]	[mm/h]
Reno di Lei	53	6	4.06

Eventi idro-meteorologici “sintetici” per ogni bacino di riferimento

Gli **eventi critici** ricavati per ogni bacino sono stati quindi inseriti come *input* di sollecitazione piovosa in FLEA: da questi, si ricavano gli idrogrammi di deflusso secondo il modello TIUH Weibulliano di dispersione idrografica, per i modelli SCS-CN e Top Model, in modo da essere poi confrontati, per permettere la validazione dei valori della mappatura del parametro di assorbimento, CN , per la Valtellina.

Nell’implementazione dei modelli di rifiuto del terreno, vengono tenuti costanti, per il Top Model, il parametro di scala ($\chi = 1$) ed il parametro di posizione ($\mu = 5$) della funzione di distribuzione di probabilità (*pdf*) *gamma* del fattore topografico, λ , ritenuti caratteristici per l’area della Valtellina, il coefficiente di decadimento della trasmissività ($m = 20$ mm), mentre per il modello del *Soil Conservation Service*, si tiene invariata la condizione dello stato di imbibimento iniziale (*Antecedent Moisture Condition*, $AMC = II$, condizione di imbibimento medio); secondo queste ipotesi, si inseriscono diversi valori del deficit idrico iniziale (s_0) e del coefficiente c , che identifica l’assorbimento iniziale, I_a (la quota parte del massimo potenziale di ritenzione idrica, S) per ogni bacino idrografico di riferimento (v. Tab. 7.3.8).

Tab. 7.3.8 - Valori di s_0 e di c (nelle ipotesi di lavoro), per ogni bacino considerato nella validazione di CN .

Top Model: χ (par. di scala)=1, μ (par. di posizione)=5, $m=20$mm			
TIUH Weibulliano: $V_m=2$m/s			
<i>Bacino</i>	$c (I_a = cS)$	$s_0 [mm]$	<i>Stazione</i>
Valpola (escluso Cancano)	0,12	35	S. Caterina Valfurva
Valpola (compreso Cancano)	0,15	35	S. Caterina Valfurva
Tirano	0,11	45	Fusino
Adda e Spagnolo	0,05	41	Sondrio
Mera	0,1	40	S. Francesco a Mese
Spol	0,1	40	Livigno
Reno di Lei	0,17	35	[-]

Si è cercato di implementare la risposta globale del terreno, in modo da avere, nel modello SCS-CN, un valore dell’assorbimento iniziale, I_a , che non sia nullo (con il coefficiente c diverso da zero). A tal proposito, il valore del deficit idrico iniziale, s_0 , viene posto in relazione con il termine I_a : essi variano da bacino a bacino, secondo le caratteristiche morfologiche e topologiche del territorio, nonché secondo le caratteristiche idrologiche ed idrauliche del terreno, le diverse coperture e gli usi del suolo presenti (ricordando che il termine I_a tiene conto sia dell’infiltrazione di una quota parte della precipitazione nel sottosuolo, sia dell’intercettazione della pioggia stessa da parte della copertura vegetale).

Vengono, così, posti a confronto gli idrogrammi di deflusso ricavati da FLEA (rappresentati nei grafici presentati in seguito nelle Figg. 7.3.7). La compatibilità dei due idrogrammi per validare i valori del parametro di assorbimento CN ricavati per i bacini della Valtellina, è verificabile dalle **portate massime** riscontrate e dai relativi **tempi di picco**: un buon adattamento della dispersione idrografica derivante dal metodo SCS-CN, rispetto all'idrogramma ottenuto in base al modello topologico, si testa, osservando dei valori simili di portate al colmo per tempi di picco conciliabili. Si osserva, tuttavia, una differenza sostanziale per quanto riguarda i **volumi di piena** (corrispondente all'area sottesa dalla curva dell'idrogramma) che si formano; questa condizione avviene per la dissimile base teorica che contraddistingue i due modelli di rifiuto del terreno, con cui viene sviluppata la valutazione del metodo di lavoro. Infatti *runoff* calcolato con il metodo SCS-CN, deriva da ipotesi *quasi-hortoniane*, secondo cui il deflusso superficiale si crea nelle condizioni in cui il tasso di pioggia risulta essere maggiore rispetto alla naturale capacità di infiltrazione del terreno, mentre quello calcolato con il metodo topologico, si basa sul modello *dunniano*, che tiene conto del raggiungimento della saturazione delle aree contribuenti al deflusso per la risalita della falda freatica.

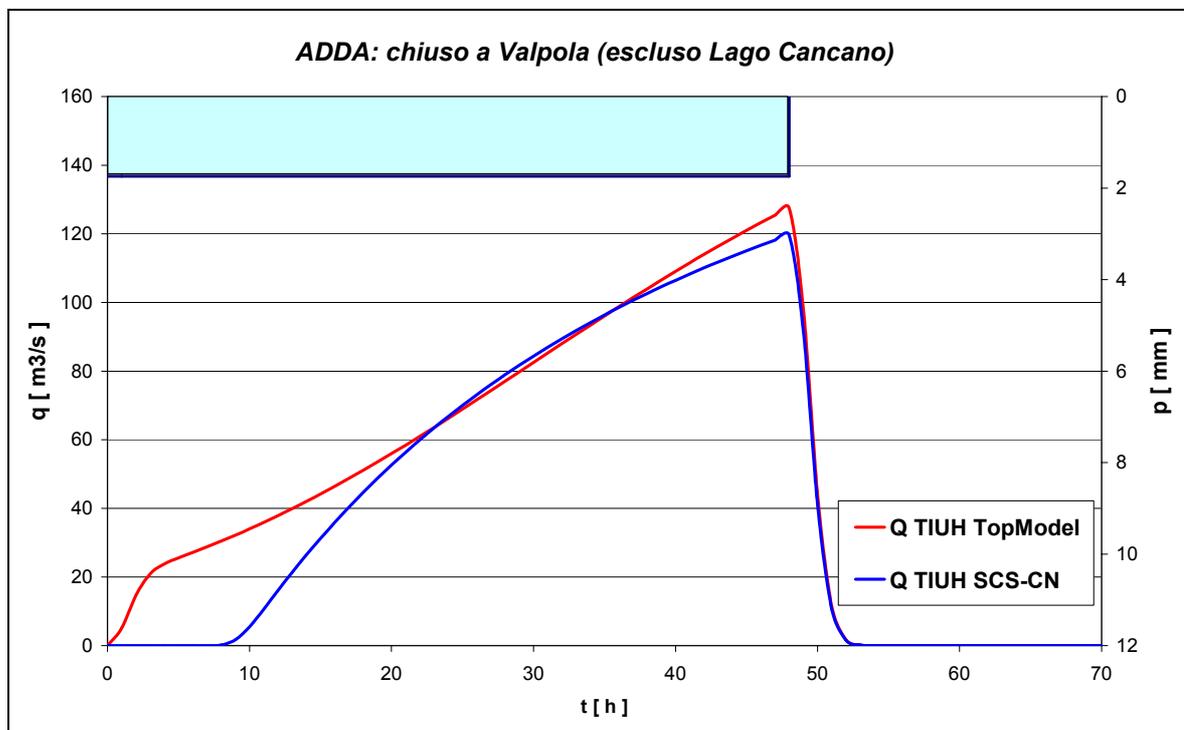


Fig. 7.3.7a – Idrogrammi sintetici per l'Adda a Valpola, con l'esclusione del contributo del sottobacino di Cancano, sbarrato da una diga idroelettrica.

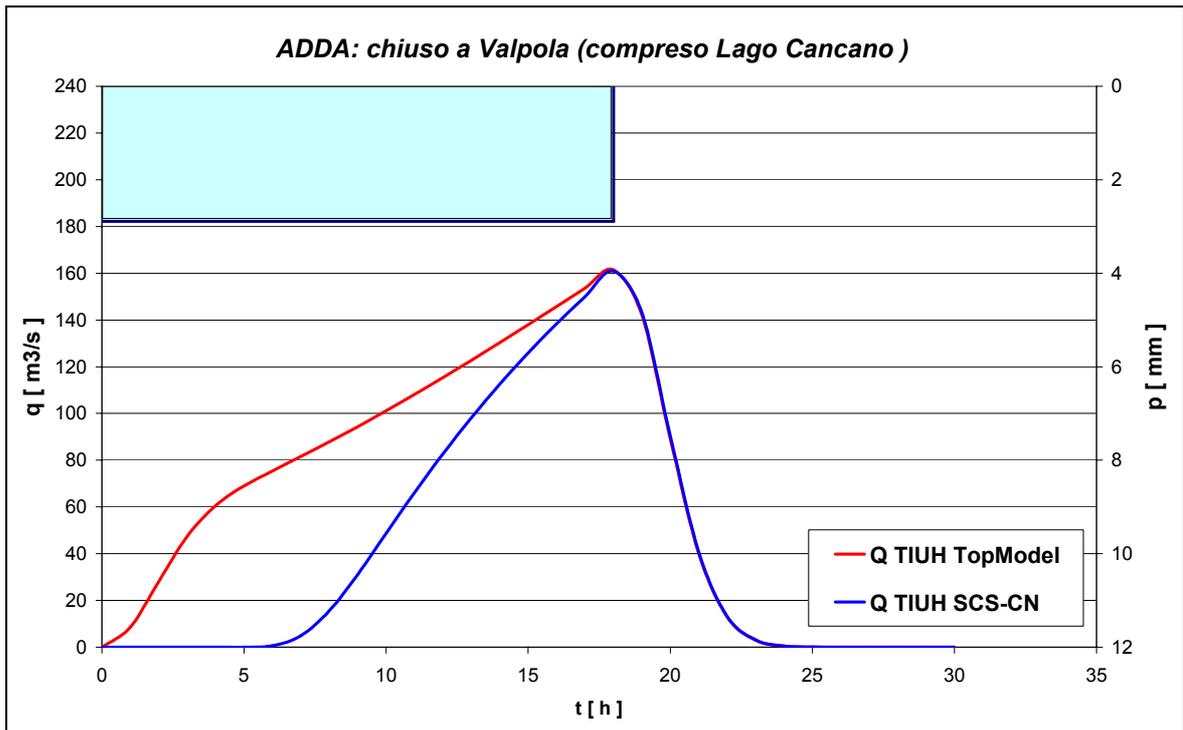


Fig. 7.3.7b – Idrogrammi sintetici per l’Adda a Valpola, compreso il contributo del sottobacino di Cancano, sbarrato da una diga idroelettrica.

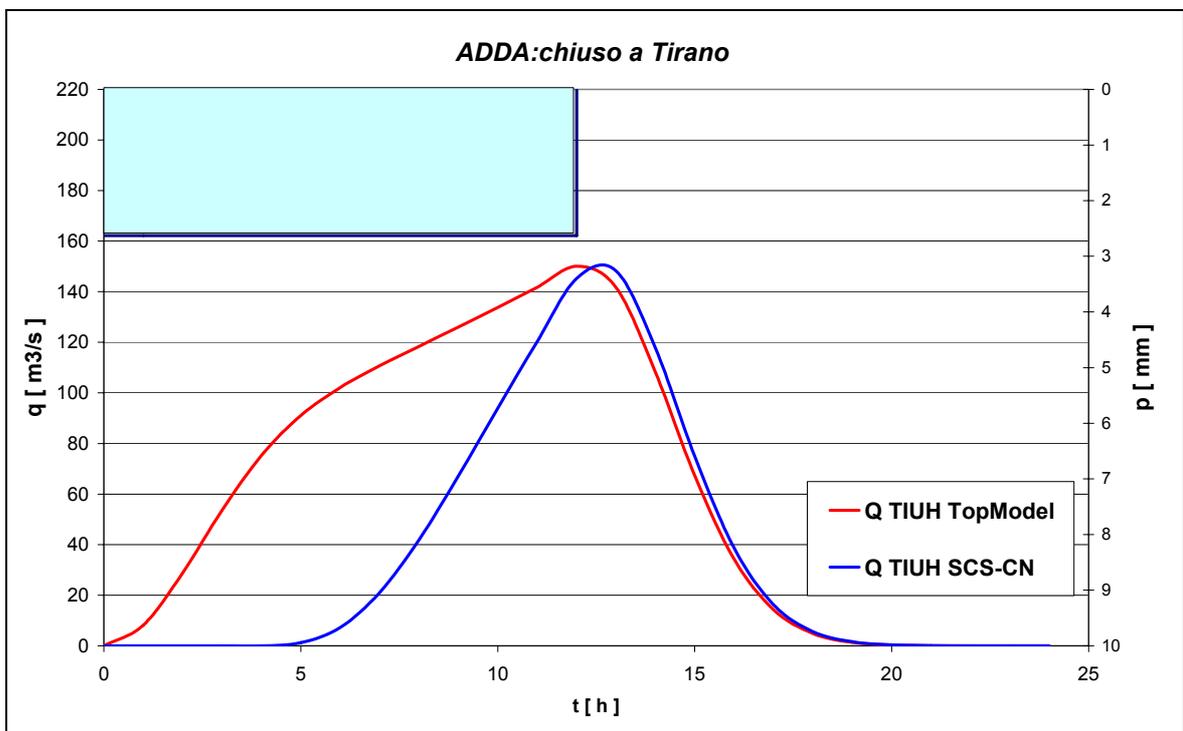


Fig. 7.3.7c – Idrogrammi sintetici per l’Adda a Tirano.

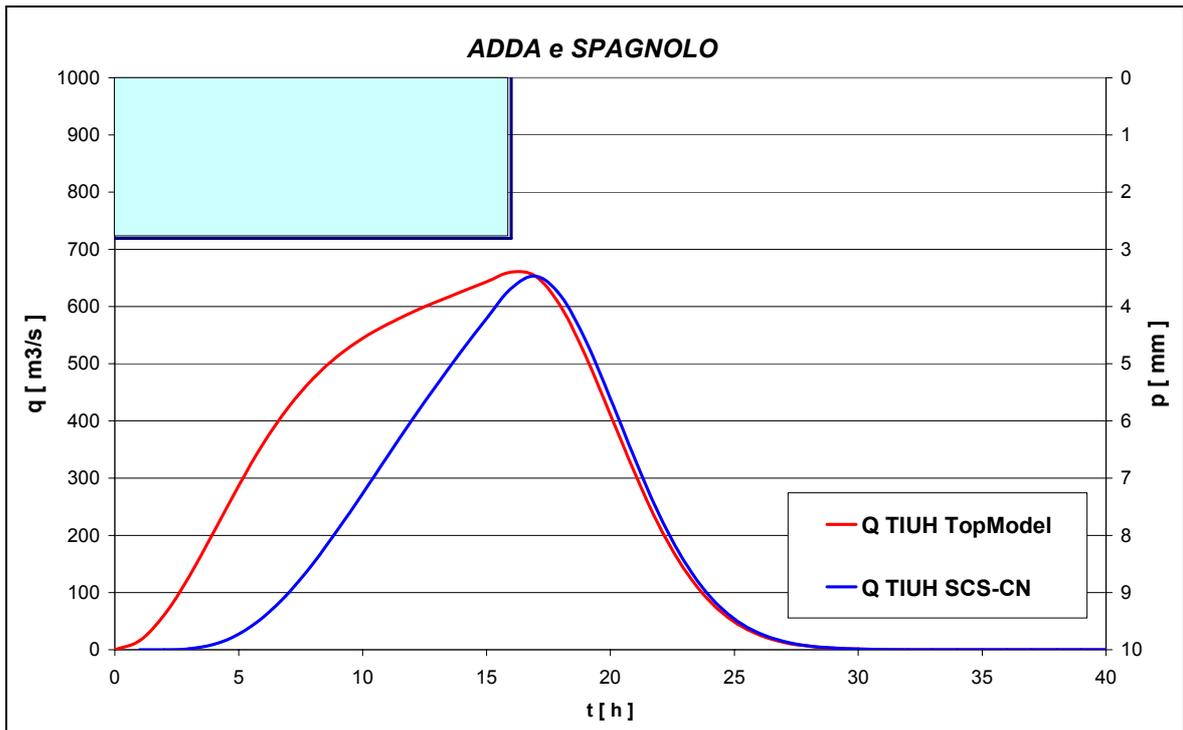


Fig. 7.3.7d – Idrogrammi sintetici per l’Adda e Spagnolo.

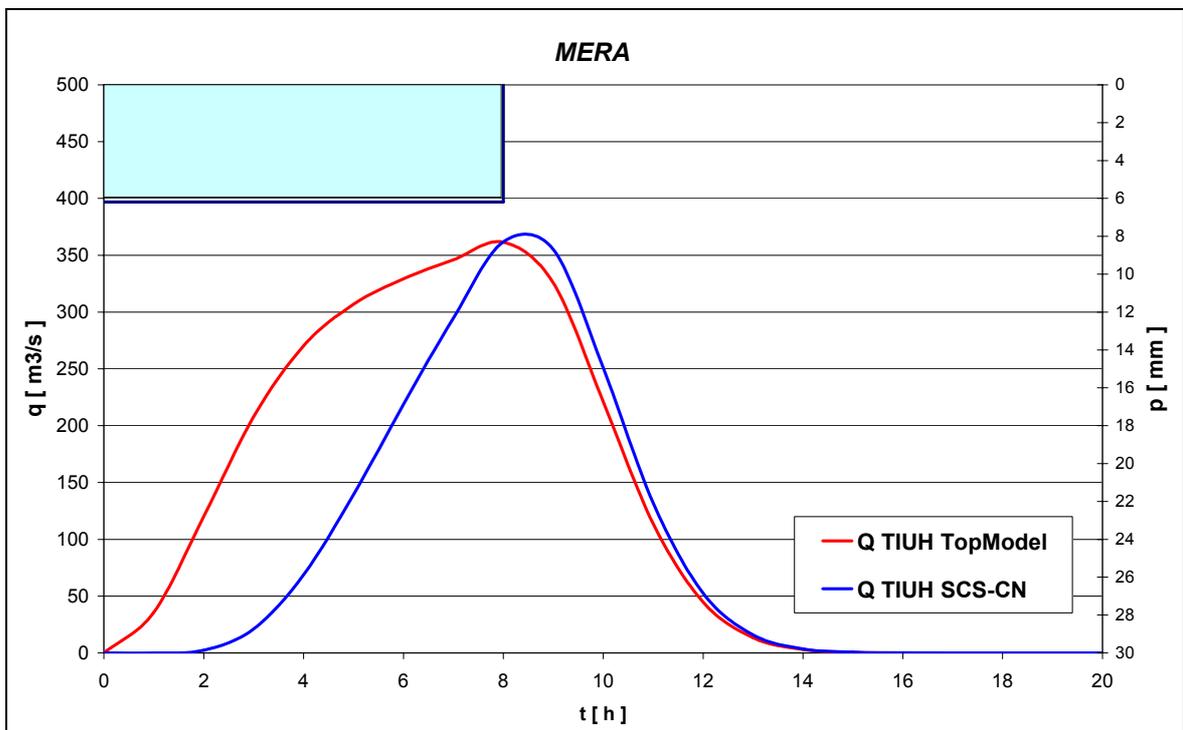


Fig. 7.3.7e – Idrogrammi sintetici per il Mera.

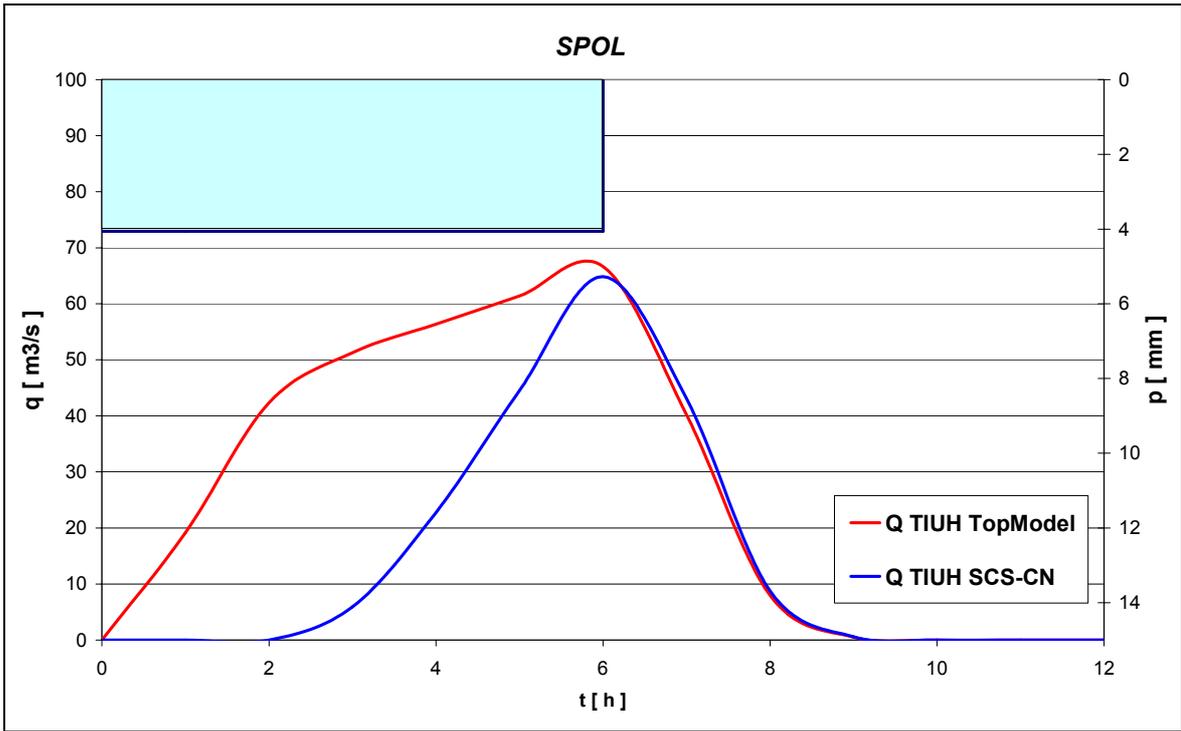


Fig. 7.3.7f – Idrogrammi sintetici per lo Spol.

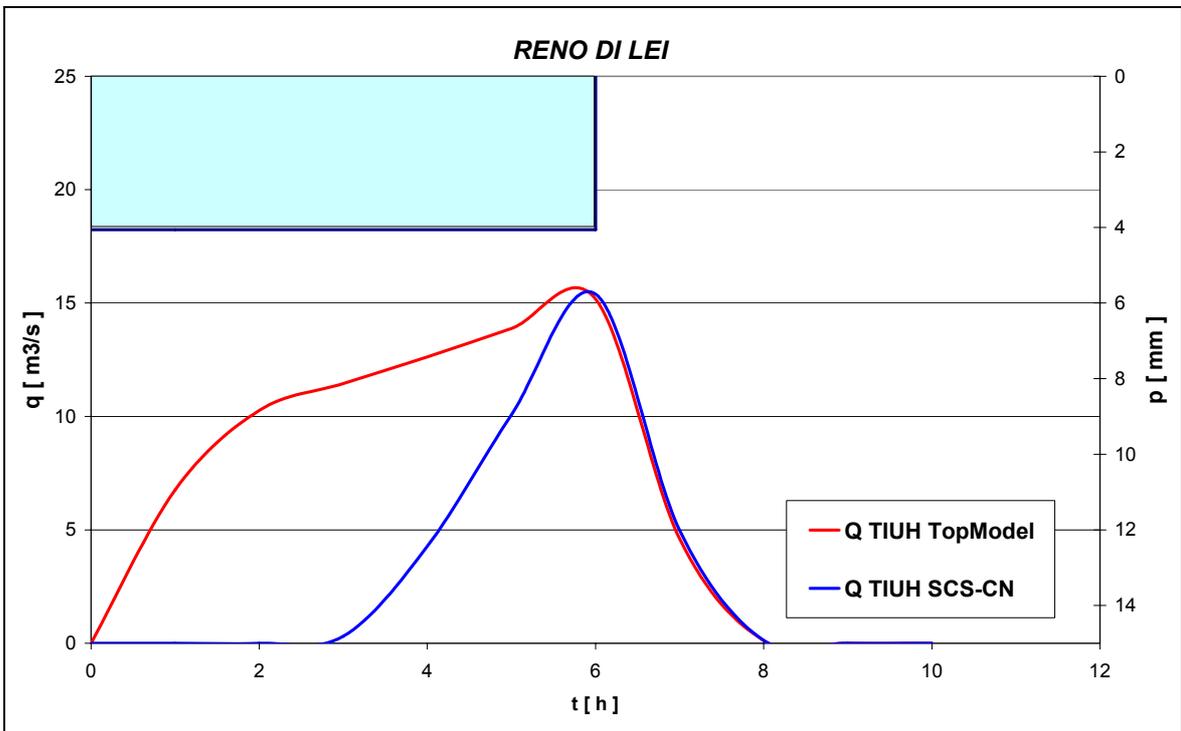


Fig. 7.3.7g – Idrogrammi sintetici per il Reno di Lei.

8. Criteri di costruzione della base informativa per l'applicazione della metodologia VAPI GNDCI

8.1. INTRODUZIONE E GENERALITÀ

La metodologia VAPI CNR-GNDCI per il calcolo della portata al colmo di piena temibile in un assegnato sito fluviale, associata a un prefissato periodo di ritorno, è stata introdotta dal Rapporto Nazionale CNR GNDCI del Progetto Speciale sulla Valutazione delle Piene (VAPI) edito da Gabriele & Rossi (2000). Per il bacino del fiume Po e la Liguria Tirrenica, viene adottata la metodologia sviluppata, nell'ambito dello stesso rapporto, da De Michele & Rosso (2000) e descritta in maggior dettaglio anche in Rosso (2002). Una sintesi della metodologia, comprensiva di alcune successive migliorie e integrazioni, viene proposta nelle linee guida riportate in Appendice.

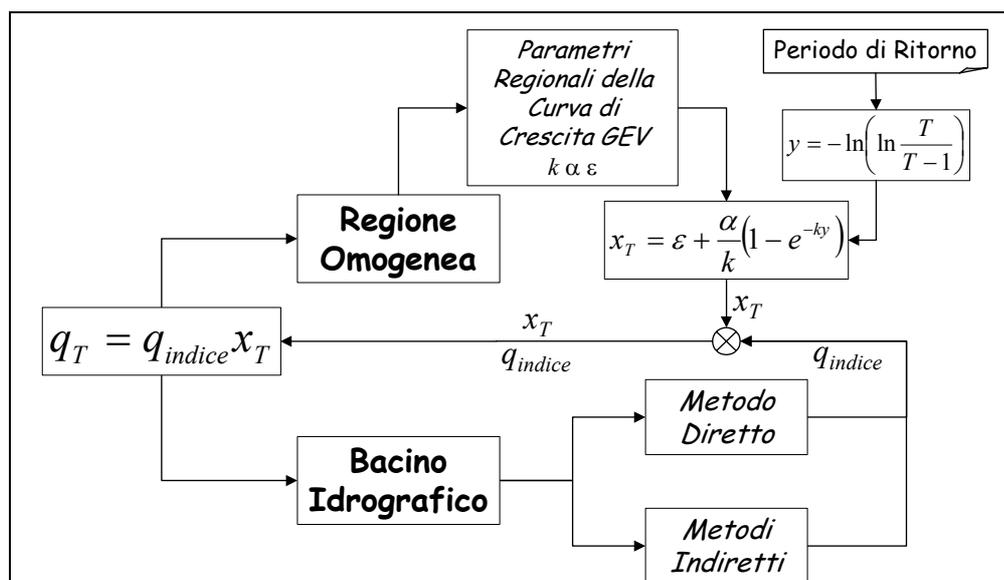


Figure 8.1. Schema di calcolo della massima portata temibile in un sito fluviale per un assegnato periodo di ritorno di T anni.

La metodologia prevede il calcolo della portata temibile come prodotto di due termini: il fattore di crescita, x_T , valutato a scala regionale, e la portata indice, q_{indice} , valutata a scala di bacino per lo specifico sito fluviale preso in esame.

Si ha quindi

$$q_T = q_{indice} x_T, \quad (8.1)$$

dove q_T indica il quantile T -ennale, ossia la portata al colmo che può venire superato con periodo di ritorno T , in anni (vedi Figura 8.1).

8.2. FATTORE DI CRESCITA

Il fattore di crescita misura la variabilità relativa degli eventi estremi alle diverse frequenze; infatti, il rapporto tra due valori di portata con diversi periodi di ritorno $q_{T'}/q_{T''} = x_{T'}/x_{T''}$ risulta una costante caratteristica della regione omogenea per qualsivoglia coppia di valori T' e T'' del periodo di ritorno.

Il territorio della Lombardia (v. Appendice) è classificato in due zone omogenee (la zona A per la parte settentrionale e la zona C per quella meridionale) e, in piccola parte, è anche compreso in una zona di transizione (ZT1 nella parte orientale). Per ognuna di questa zone, la parametrizzazione della curva di crescita è riportata nell'Appendice.

8.3. PORTATA INDICE

La portata indice, invece, è una grandezza locale caratteristica del sito fluviale preso in esame, ed è funzione del clima, topografia, geologia, uso del suolo ed idrografia del bacino imbrifero sotteso dal sito di interesse. La valutazione della portata indice richiede dunque una conoscenza dettagliata delle caratteristiche pluvio-idrometriche e della topografia della zona di interesse.

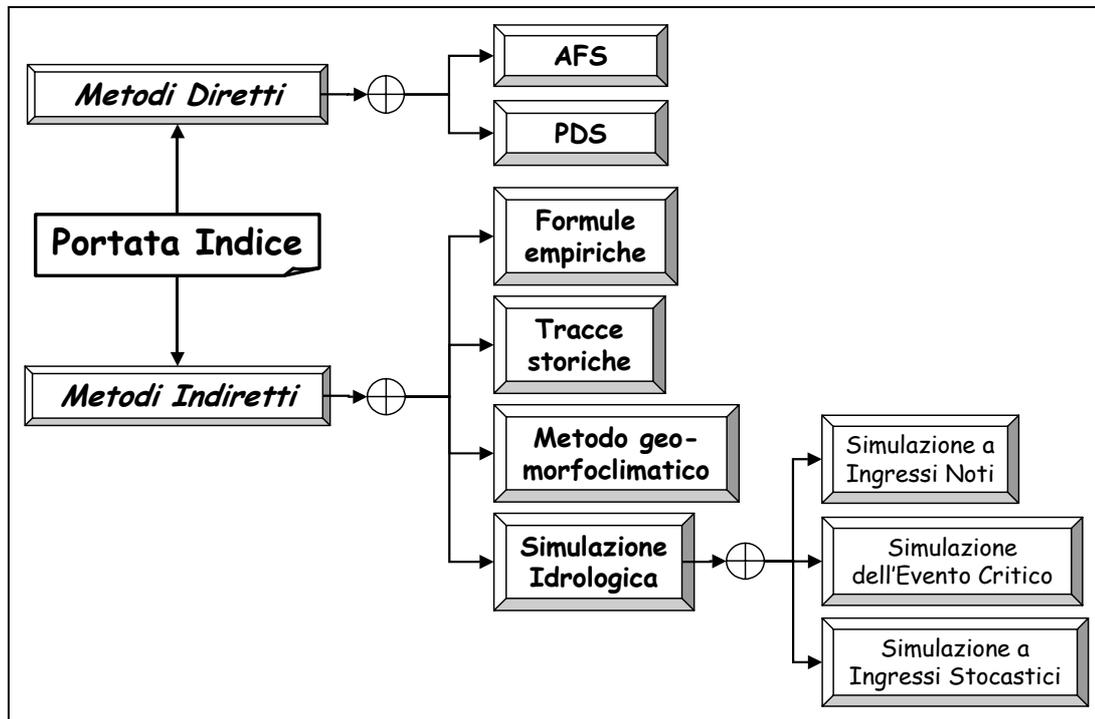


Figura 8.2. Metodi di valutazione della portata indice in un sito fluviale.

Per valutare la portata indice si possono applicare diverse metodologie. Esse comprendono sia metodi diretti, sia metodi indiretti, caratterizzati da vario grado di complessità (vedi Figura 8.2). Con i metodi diretti il valore di qindice viene calcolato dalle statistiche osservate in situ ed è utilizzabile se e soltanto se, nel sito in esame, sono disponibili sufficienti osservazioni dirette di portata al colmo. Con i metodi indiretti il valore di qindice viene derivato, per via della carenza o dell'insufficienza di osservazioni dirette, da quello di grandezze esogene. Va subito premesso come la scelta di una particolare metodologia dipenda sia dall'informazione disponibile, sia dall'affidabilità della previsione statistica che viene richiesta dalla specifica applicazione. Inoltre, ogni situazione pratica va affrontata sviluppando un appropriato ventaglio di metodologie, in ragione della possibilità o meno di applicare correttamente un certo metodo per il caso in esame.

8.4. BASE CARTOGRAFICA DIGITALE E COSTRUZIONE DI UN APPLICATIVO IN AMBIENTE GIS

La costruzione di una base cartografica digitale può risultare un valido supporto per la valutazione della piena indice e quindi della portata temibile secondo la metodologia CNR GNDICI VAPI. L'archiviazione e la gestione di una basedati cartografica può essere effettuata a partite da un sistema informativo: GRASS, ARCVIEW e ARCINFO sono i più diffusi.

Lo sviluppo di un applicativo in linguaggio dedicato, p.e. Avenue-Arcview, potrebbe essere una possibile soluzione; in tal modo sarebbe possibile gestire una base cartografica digitale ai fini del calcolo della piena indice e della portata temibile secondo le metodologie riportate nella procedura VAPI CNR-GNDICI.

L'informazione cartografica digitale (minima) richiesta per procedere al calcolo della piena indice e della portata temibile è costituita da:

- Mappa dei coefficienti pluviometrici a_1 e v . De Michele & Rosso (2000) forniscono una mappatura (a media risoluzione spaziale) di tali parametri per l'intero bacino padano e la Liguria tirrenica sulla base della elaborazione dei dati pubblicati (in genere fino al 1986) dal Servizio Idrografico dell'allora DSTN. Nel quadro del progetto SHAKEUP-2 viene sviluppata una mappatura a maggior risoluzione sulla base di dati pluviometrici aggiornati. Ove mai si disponesse solamente di alcune stime puntuali dei parametri, a_1 e v in alcune stazioni pluviometriche, un applicativo del tipo, p.e., di "Spatial Analyst" di Arcview è in grado di generare delle mappe spaziali mediante l'utilizzo il metodo dei poligoni di Thiessen o, alternativamente, applicare a tal fine un metodo di Kriging.
- DEM;
- Mappa del massimo potenziale di ritenzione idrico del terreno o alternativamente del curve-number CN , sviluppato nei capitoli precedenti.

L'impiego del DEM consente il calcolo di alcuni utili descrittori di bacino. In particolare è possibile:

- estrarre il reticolo di drenaggio del bacino a monte della sezione di chiusura;
- calcolare l'ordinamento di *Horton-Strahler* del reticolo di drenaggio;
- identificare lo spartiacque superficiale del bacino definita la sezione;

- valutare parametri salienti del bacino, quali *area, lunghezza dell'asta principale, elevazione media, pendenza media del bacino, fattore di forma del bacino, tempo di corrivazione e tempo di lag*.
- calcolare la curva ipsografica.

Questa possibilità è assicurata dall'implementazione della bacinizzazione adottata nei capitoli precedenti.

Lo sviluppo di un semplice applicativo specifico potrebbe consentire il calcolo della piena indice secondo le seguenti metodologie (descritte in Appendice):

- Metodo PDS;
- Metodo AFS;
- Formule regressive;
- Metodo delle tracce storiche;
- Metodo geomorfoclimatico.

Una possibile schermata dell'applicativo da sviluppare potrebbe essere quella riportata in Figura 8.3.

Figura 8.3. Possibile schermata di un applicativo in ambiente GIS.

Eventualmente la procedura potrebbe anche essere estesa all'applicazione del metodo della simulazione dell'evento critico, che prevede una programmazione più complessa. Ancora più complessa è la programmazione necessaria all'applicazione del metodo della simulazione in ambiente stocastico, soprattutto per la necessità di tarare il modello stocastico di precipitazione in base a dati osservati con fine risoluzione temporale (almeno oraria) nel tempo, buona copertura spaziale e sufficiente lunghezza del periodo di osservazione (almeno una decade).

8.5. ESEMPIO DI SVILUPPO PER UN CASO SALIENTE: ADDA A VALPOLA

Il caso di studio

Di seguito verrà illustrato come la gestione e l'utilizzo di una base cartografica digitale in ambiente GIS consenta il calcolo della piena indice in un bacino di interesse. Il caso di studio si riferisce al fiume Adda alla sezione di Valpola (indicata con S_2 nella figura sottostante) laddove l'Adda drena una superficie di circa 504 Km² (v. Figura 8.4). A partire dal DEM viene estratto il reticolo idrografico e ritagliato il sottobacino di interesse (v. Figura 8.5) già studiato in precedenza.

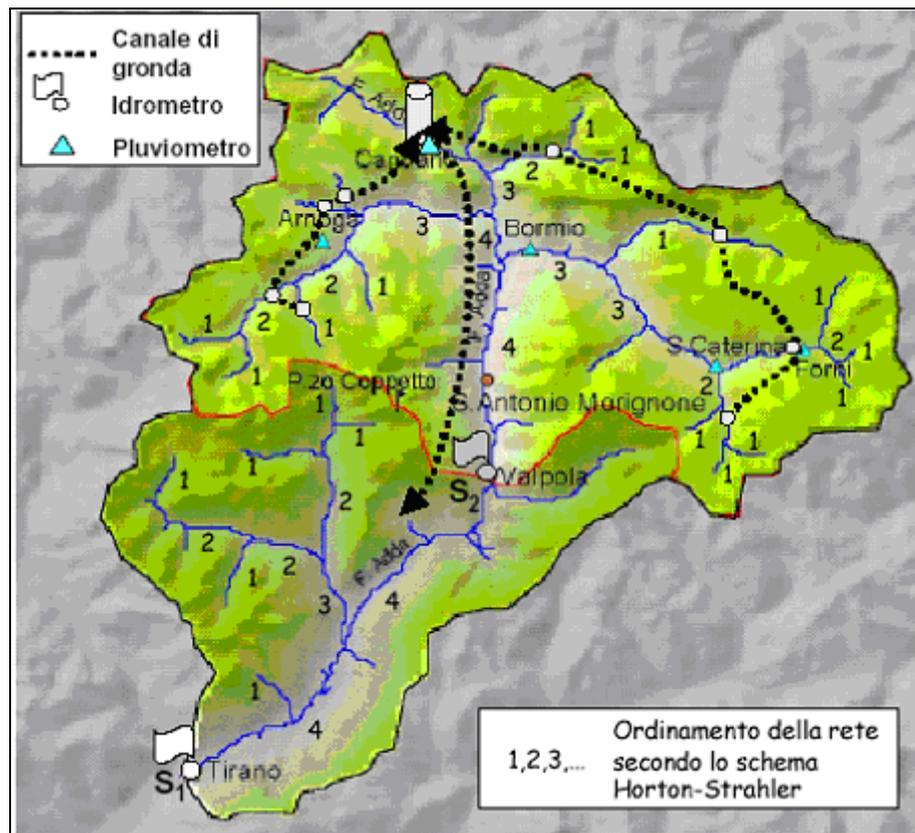


Figura 8.4 Schema della rete idrografica dell'alto Adda. S_2 indica la sezione di Valpola, mentre S_1 la sezione di Tirano.

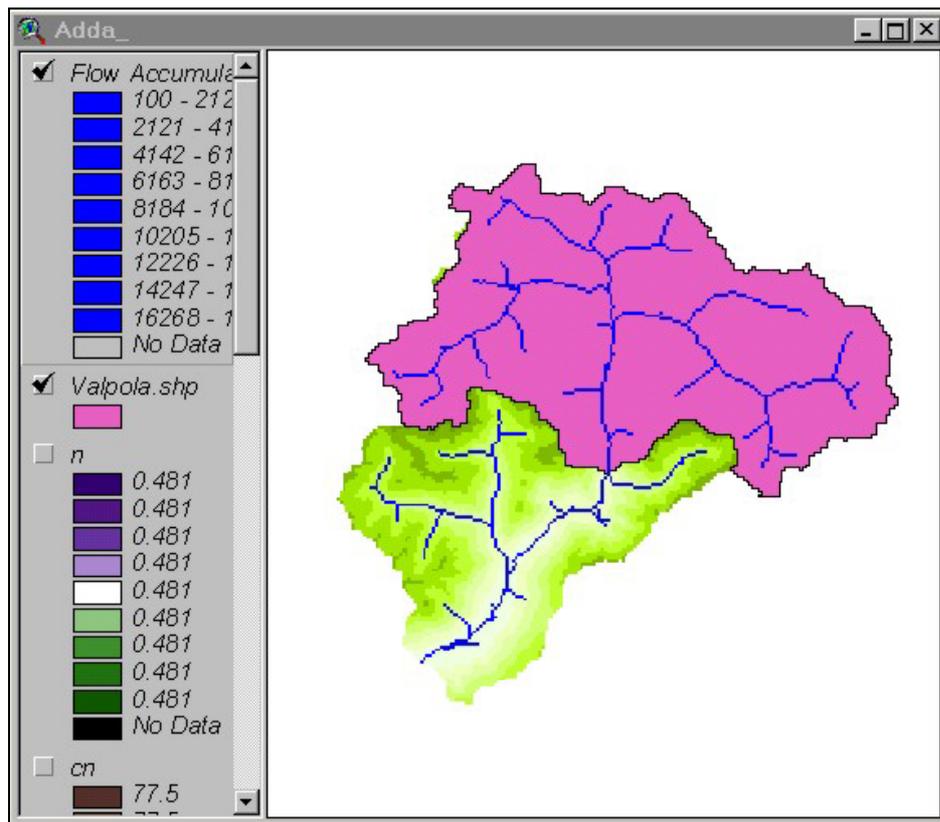


Figura 8.5. Determinazione dello Spartiacque e del reticolo del bacino del fiume Adda a Valpola (indicato in rosa).

Metodo della traslazione scala-invariante

Nella sezione di Valpola non sono disponibili misure di livello idrometrico. Tuttavia, una serie di osservazioni AFS (osservazioni di portata al colmo di piena massima annuale) di 13 anni è disponibile per la sezione di Tirano (sito S_1), cui compete una superficie drenata di circa 906 Km^2 . In base al campione osservato, è stata calcolata la relativa portata indice $q_{indice}[S_1] = 207.5 \text{ m}^3/\text{s}$.

Una volta condotta la stima della portata indice $q_{indice}[S_1]$ nel sito S_1 , il corrispondente valore nella sezione di Valpola (sito S_2), $q_{indice}[S_2]$, può essere ricavato attraverso il metodo della traslazione scala invariante come

$$q_{indice}[S_2] = q_{indice}[S_1] \left(\frac{A_2}{A_1} \right)^m,$$

dove A_1 e A_2 sono le aree dei rispettivi bacini idrografici sottesi, mentre l'esponente m caratterizza l'invarianza di scala a livello regionale.

Tenendo conto che, nella Regione A si ha $m = 0.799$, la portata indice nella sezione di Valpola (sito S_2) risulta

$$q_{indice}[S_2] = q_{indice}[S_1] \left(\frac{A_2}{A_1} \right)^m = 207.5 \times \left(\frac{504}{906} \right)^{0.799} = 130 \text{ m}^3/\text{s}.$$

Il relativo errore standard di stima risulta pari a 23 m³/s. (v. Tavola 8A).

Tavola 8A

Metodo della Traslazione Scala-Invariante			
Fiume Adda a Valpola			
Dati in ingresso			
Superficie drenata dalla sezione S ₁ , A ₁ =	906	Km ²	n'[S ₁] = 13
Portata Indice nella sezione S ₁ , q _{indice} [S ₁] =	207.5	m ³ /s	
Superficie drenata dalla sezione S ₂ , A ₂ =	504	Km ²	σ[S ₁] = 132.4 m ³ /s
Esponente di scala, m =	0.799		
Calcoli e Risultati			
Portata indice nella sezione S ₂ , q _{indice} [S ₂] =	130	m ³ /s	ESS(q _{indice}) = 23.0

Applicazione delle formule regressive

In alternativa al metodo della traslazione scala-invariante, si può calcolare la portata indice per via indiretta, utilizzando formule regressive come quelle riportate di seguito (valida per la regione A ove ricade il bacino d'interesse)

$$q_{indice} = 2.1 \times A^{0.799},$$

o

$$q_{indice} = 1.8 \times 10^{-3} \times A^{1.090} \times a_1^{1.700},$$

o

$$q_{indice} = 9.3 \times 10^{-4} \times A^{1.124} \times a_1^{2.630} \times v^{3.162}.$$

o

$$q_{indice} = 1.9 \times 10^{-4} \times A^{1.145} \times a_1^{2.596} \times v^{2.246} \times (S_{III}/100)^{-0.849},$$

dove

A: l'area del bacino imbrifero sottesa dalla sezione di interesse, in Km²;

a_I: il coefficiente pluviale orario, a_I=E[H(1)], dove E[H(1)] indica il valore atteso dell'altezza di pioggia massima annuale per una durata unitaria di un'ora, in mm;

v: l'esponente della linea segnalatrice di probabilità pluviometrica scala-invariante, adimensionale;

S_{III}: il massimo volume specifico di ritenzione potenziale del terreno parametrizzato tramite il metodo CN-SCS per condizioni di elevato imbibimento, ossia per AMC tipo III, espresso in mm.

I valori delle grandezze (variabili nello spazio), quali a_I, v e S_{III}, sono stati ottenuti mediando sull'area drenata i valori stimati a partire dalle mappe digitali (v. Tavola 8B).

Calcolo della Portata Indice con Formule Empiriche di Multiregressione

Fiume Adda a Valpola

Variabili Esplicative in Ingresso

	W_1	W_2	W_3	W_4	W_5	W_6
Regione	A Area del bacino sotteso [Km ²]	$a_1 = E[H_1]$ Coefficiente pluviale orario [mm/ore ^h]	ν Esponente di invarianza di scala pluviale [-]	H_{mb} Quota media del bacino sotteso relativa alla chiusura [km]	$S_{III}/100$ Parametro di ritenzione [mm]	A/L_{ap}^2 Fattore di forma del bacino [-]
A	504.0	11.81	0.481		0.446	

Tabella dei Parametri della Formula Empirica

Regione	C_0	C_1	C_2	C_3	C_4	C_5	C_6	SSE_{Log}
A	2.10E+00	0.799						0.761
A	1.80E-03	1.090	1.700					0.662
A	9.30E-04	1.124	2.630	3.162				0.362
A	1.90E-04	1.145	2.596	2.246		-0.849		0.321

Portata Indice [m ³ /s]	Limite Sigma (-) [m ³ /s]	Limite Sigma (+) [m ³ /s]
303.0	141.6	648.5
105.6	54.5	204.7
66.2	46.1	95.1
55.0	39.9	75.8

Si ricava quindi

$$q_{indice} = 2.1 \times A^{0.799} = 2.1 \times 504^{0.799} = 303.0 \text{ m}^3\text{s}^{-1},$$

mentre impiegando A e a_1 si ricava

$$q_{indice} = 1.8 \times 10^{-3} \times A^{1.090} \times a_1^{1.700} = 1.8 \times 10^{-3} \times 504^{1.090} \times 11.81^{1.700} = 105.6 \text{ m}^3\text{s}^{-1},$$

e, utilizzando sia A e a_1 che ν , si ottiene

$$q_{indice} = 9.3 \times 10^{-4} \times A^{1.124} \times a_1^{2.630} \times \nu^{3.162} = 9.3 \times 10^{-4} \times 504^{1.124} \times 11.81^{2.630} \times 0.481^{3.162} = 66.2 \text{ m}^3\text{s}^{-1}.$$

Se l'informazione disponibile comprende, oltre ai valori di A , a_1 e ν , anche il valore del parametro di ritenzione $S_{III}/100$, si ricava

$$\begin{aligned} q_{indice} &= 1.9 \times 10^{-4} \times A^{1.145} \times a_1^{2.596} \times \nu^{2.246} \times (S_{III}/100)^{-0.849} = \\ &= 1.9 \times 10^{-4} \times 504^{1.145} \times 11.81^{2.596} \times 0.481^{2.246} \times 0.446^{-0.849} = 55.0 \text{ m}^3\text{s}^{-1}. \end{aligned}$$

Le formule empiriche pongono stime della portata indice assai diverse tra loro. L'applicazione del metodo empirico comporta un grado elevato di incertezza e trova giustificazione soltanto in caso di valutazioni speditive e/o di larga massima; in tal caso, è consigliabile l'uso della formula che utilizza congiuntamente la superficie del bacino A e il coefficiente pluviale orario a_1 , che, per la sezione di Valpola, porge un valore di 106 m³/s, con limiti sigma inferiore e superiore rispettivamente di 55 e 205 m³/s, con un margine di incertezza assai elevato.

Metodo Geomorfoclimatico

Ove si volesse applicare il metodo geomorfoclimatico per il calcolo della piena indice (per ulteriori dettagli v. Appendice) in Tavola 8C sono riportati i valori dei parametri geomorfoclimatici valutati per il caso in esame. I valori dei parametri del modello stocastico di precipitazione (A , m_i , V_i , m_t , V_t) sono approssimati, in quanto ricavati in base ad un breve campione di osservazioni di pioggia semioraria di letteratura (Rosso, comunicazione personale).

L'applicazione del metodo fornisce un valore della piena indice pari a $149 \text{ m}^3/\text{s}$, valore abbastanza prossimo a quello ottenuto il metodo della traslazione scala invariante (pari a $130 \text{ m}^3/\text{s}$ con un errore standard di $23 \text{ m}^3/\text{s}$).

Si noti anche come il risultato concordi con quanto si ricava dall'applicazione del metodo della traslazione geomorfoclimatica applicata, come in precedneza, alle sezioni di Valpola e Tirano (v. Tavola D).

Metodo della Simulazione dell'Evento Critico

Per confronto con i risultati precedenti, si è qui utilizzato il modello idrologico introdotto nei precedenti capitoli ai fini dell'applicazione del metodo della simulaizione dell'evento critico (per ulteriori dettagli v. Appendice) e in Tavola 8E sono riportati i valori dei parametri valutati per il caso in esame. L'applicazione del metodo fornisce un valore della piena indice pari a $159 \text{ m}^3/\text{s}$, valore coerente con quello ottenuto con il ,etood geomorfoclimatico (pari a $149 \text{ m}^3/\text{s}$).

Tavola 8C

Metodo Geomorfoclimatico

Fiume Adda a Valpola

DATI IN INGRESSO

Curva di Crescita Regionale

$\alpha =$	0.365	parametro di scala, adimensionale
$\varepsilon =$	0.745	parametro di posizione, adimensionale
$k =$	-0.110	parametro di forma, adimensionale

Dati di bacino

Corso d'acqua:	Adda	
Sezione:	Valpola	
Area del bacino sotteso, $A =$	504.0	Kmq
Lunghezza dell'asta principale, $L_{ap} =$	40	Km
Pendenza media del bacino, $p_{mb} =$	43	%
Tasso medio di un impulso di pioggia, $m_i =$	6.92	mm/ora
Durata media di un impulso di pioggia, $m_t =$	2.06	ore
Coefficiente di variazione: tasso di pioggia, $V_i =$	0.230	
Coefficiente di variazione: durata di pioggia, $V_t =$	0.472	
Numero medio di eventi all'anno, $\Lambda =$	9.8	eventi/anno
Indice di assorbimento, CN medio areale =	71.0	adimensionale

Linee Segnalatrici di Probabilità Pluviometrica (LSPP)

Parametri LSSP	Adda	Valpola
Esponente di scala, $\nu =$	0.481	adim
Coefficiente pluviale orario, $a_1 = E[H_1] =$	11.81	mm
Coefficiente di variazione, $V_H =$	0.210	

CALCOLI INTERMEDI

Volume specifico di pioggia

Volume medio di un impulso di pioggia, $m_P =$	14.26	mm
Coefficiente di variazione: volume di pioggia, $V_P =$	0.54	

Parametri caratteristici del bacino

Massima ritenzione potenziale, $S =$	103.7	mm
Tempo di ritardo, $t_{LAG} =$	4.40	hr
Fattore di riduzione areale, $ARF: \psi =$	0.843	adimensionale
Fattore di assorbimento relativo, $\eta =$	0.121	adimensionale
Fattore di attenuazione idrografica, $\chi =$	0.468	adimensionale

Calcolo della Media di R_{PDS}

Volume Atteso PDS =	2.04	mm
---------------------	------	----

Calcolo della Media di Q_{PDS}

1°addendo in parentesi =	0.376	adimensionale
2°addendo in parentesi, 1°fattore =	6.972	adimensionale
2°addendo in parentesi, 2°fattore =	-0.003	adimensionale
2°addendo in parentesi =	-0.024	

Portata Media PDS = 48.9 m³/s

Fattore di Raggiungimento AFS/PDS = 3.05 adimensionale

RISULTATI

Portata indice (media AFS) = 149.0 m³/s

CALCOLI DI CONTROLLO

Modello PPRP di precipitazione

Parametro di forma: tasso di pioggia, $\gamma =$	5.46	adim
Parametro di forma: durata di pioggia, $\theta =$	3.34	adim
Parametro di scala: tasso di pioggia, $i_0 =$	5.65	mm/ora
Parametro di scala: durata di pioggia, $t_0 =$	1.44	ore

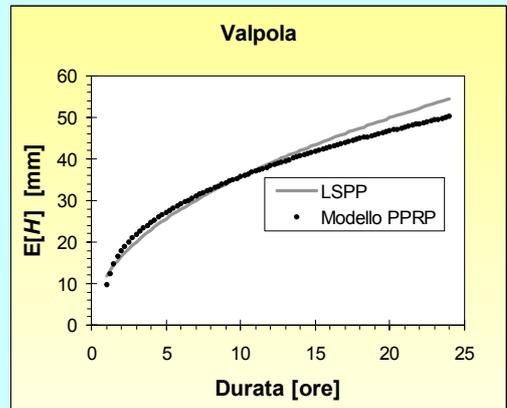


Tavola 8D

Metodo della Traslazione Geomorfoclimatica

Fiume Adda da Tirano a Valpola

DATI IN INGRESSO

Valore da ottimizzare

Curva di Crescita Regionale	
$\alpha =$	0.365
$\varepsilon =$	0.745
$k =$	-0.110

parametro di scala, adimensionale
 parametro di posizione, adimensionale
 parametro di forma, adimensionale

Dati di bacino	Sezione di controllo		Sezione di calcolo		
	Adda		Adda		
corso d'acqua:	Adda a Tirano		Adda a Valpola		
sezione:					
Area del bacino sotteso, $A =$	906.0		504.0		Kmq
Lunghezza dell'asta principale, $L_{ap} =$	65.8		40.0		Km
Pendenza media del bacino, $p_{mb} =$	44.7		43.0		%
Esponente di scala, $\nu =$	0.462		0.481		adimensionale
Coefficiente pluviale orario, $a_1 = E[H_1] =$	12.92		11.81		mm
Coefficiente di variazione, $V_H =$	0.296		0.287		adimensionale
Numero medio di eventi all'anno, $\Lambda =$	11.85		11.85		eventi/anno
Indice di assorbimento, CN medio areale =	72.0		71.0		adimensionale
Cella obiettivo: $q_{indice}(GMC) - q_{indice}(AFS) =$	0.0				= 0

CALCOLI INTERMEDI

Parametri del modello PPRP di precipitazione

Parametro di forma: tasso di pioggia, $\gamma =$	6.21	6.44	adimensionale
Parametro di forma: durata di pioggia, $\theta =$	3.34	3.34	adimensionale
Parametro di scala: tasso di pioggia, $i_0 =$	6.07	5.76	mm/ora
Parametro di scala: durata di pioggia, $t_0 =$	1.24	1.24	ore
Tasso medio di un impulso di pioggia, $m_i =$	7.24	6.82	mm/ora
Durata media di un impulso di pioggia, $m_t =$	1.77	1.76	ore
Coefficiente di variazione: tasso di pioggia, $V_i =$	0.196	0.187	
Coefficiente di variazione: durata di pioggia, $V_t =$	0.473	0.472	
Volume medio di un impulso di pioggia, $m_P =$	12.82	12.02	mm
Coefficiente di variazione: volume di pioggia, $V_P =$	0.520	0.515	

Parametri caratteristici del bacino

Massima ritenzione potenziale, $S =$	98.8	103.7	mm
Tempo di ritardo, $t_{LAG} =$	6.59	4.40	hr
Fattore di riduzione areale, $ARF: \psi =$	0.776	0.831	adimensionale
Fattore di assorbimento relativo, $\eta =$	0.115	0.104	adimensionale
Fattore di attenuazione idrografica, $\chi =$	0.269	0.400	adimensionale

Calcolo della Media di R_{PDS}

Volume Atteso PDS = 1.72 1.47 mm

Calcolo della Media di Q_{PDS}

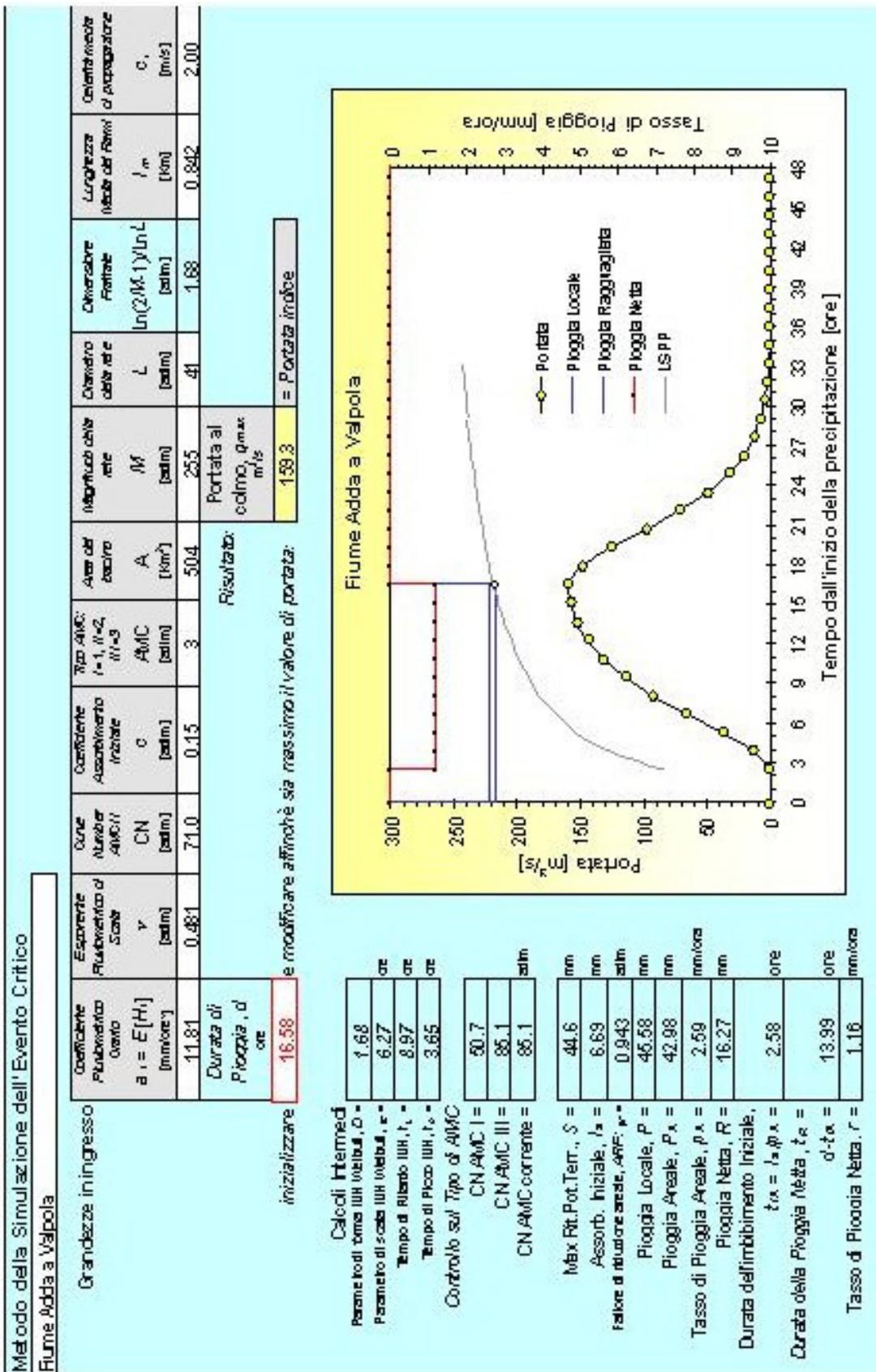
1°addendo in parentesi =	0.236	0.331	adimensionale
2°addendo in parentesi, 1°fattore =	7.475	8.184	adimensionale
2°addendo in parentesi, 2°fattore =	-0.001	-0.002	adimensionale
2°addendo in parentesi =	-0.008	-0.018	
Portata Media PDS =	55.5	36.5	m ³ /s
Fattore di Raggiungimento AFS/PDS =	3.74	3.74	adimensionale

RISULTATI

Portata indice = 207.5 136.5 m³/s

CONTROLLO

Metodo diretto AFS, Portata indice =	207.5	m ³ /s
$n' =$	13	adimensionale
Deviazione Standard AFS =	132.4	m ³ /s
ESS(Q_{indice}) =	36.7	m ³ /s
$a =$	10%	adimensionale
$\zeta_{a/2} = \Phi^{-1}(1 - a/2) =$	1.64	adimensionale
$(Q_{indice})^+ =$	267.9	m ³ /s
$(Q_{indice})^- =$	147.1	m ³ /s



9. Applicazioni avanzate di modellistica idrologica basata sulla rappresentazione cartografica a tubi di flusso

9.1. GENERALITÀ

I cambiamenti nell'uso del suolo e nelle condizioni climatiche possono produrre incrementi sensibili, nei versanti e nei bacini idrografici, delle portate di piena e dell'erosione. Tale fenomeno viene, in generale, considerato quale dissesto idrogeologico e comporta l'alluvionamento, la perdita di suolo, l'interrimento dei bacini artificiali, l'instabilità dei versanti e la compromissione di alcuni habitat.

Ne consegue un interesse crescente rivolto verso lo sviluppo di tecniche in grado di stimare gli effetti di tali processi alla scala di bacino. Questo anche per stabilire metodologie di controllo e gestione dell'assetto idrogeologico. La scelta della strategia da utilizzare per affrontare questi problemi è molto delicata vista l'influenza che lo strumento impiegato esercita sulla accuratezza dei risultati.

I modelli disponibili per le stime dell'idrogramma di piena e della produzione di sedimenti sono ormai numerosi e la loro classificazione può essere condotta secondo criteri diversi.

La prima distinzione riguarda il metodo con cui sono sviluppate le relazioni che costituiscono il modello stesso; se esse cioè sono di carattere empirico o sono fisicamente basate. Il secondo criterio di classificazione dei modelli riguarda la capacità di descrivere in modo esplicito la variabilità spaziale delle caratteristiche topografiche e idrologiche; a tal proposito la distinzione va esplicitata in termini di modellistica a parametri concentrati, quella cioè che considera un valore unico rappresentante il bacino per ciascun parametro, ovvero la modellistica di tipo distribuito.

Questo aspetto risulta di notevole importanza qualora si voglia studiare la risposta idrologica ed erosiva in relazione a diversi usi del suolo o a forzanti di tipo antropico, agenti solo in particolari porzioni del bacino idrografico. Una terza possibilità di distinzione è strettamente correlata alla precedente ed è la modalità di discretizzazione del bacino idrografico. Questa operazione è fondamentale nei modelli fisicamente basati: infatti, la suddivisione del territorio deve rispecchiare la struttura della rete di drenaggio e permettere la rappresentazione più realistica possibile dei movimenti dell'acqua. Va ancora sottolineato come l'integrazione di vari tecniche informatiche possa favorire lo sviluppo dei modelli.

La disponibilità di strumenti GIS e di potenze di calcolo sempre maggiori rendono, infatti, possibile il superamento di alcune difficoltà e limitazioni relative allo sviluppo di modelli distribuiti a scala di bacino. Oltre che per gli aspetti spaziali, i modelli si differenziano anche

per la durata delle simulazioni che possono compiere e per la complessità degli eventi descritti. Alcuni si concentrano su un singolo evento di pioggia, mentre altri riproducono periodi di lunghezza variabile, da pochi giorni ad alcuni anni, perciò caratterizzati dalla periodicità e variabilità delle condizioni meteorologiche.

9.2. IL MODELLO A TUBI DI FLUSSO

Viene di seguito presentato un nuovo modello a **parametri distribuiti fisicamente basato**, in grado di modellare in modo stabile e accurato i processi idrologici, i fenomeni erosivi, e gli eventuali dissesti di tipo franoso superficiale.

La partizione del bacino idrografico

Proprio il particolare tipo di partizione del territorio utilizzata costituisce una delle novità più interessanti. Tale modello, a partire da una struttura a curve di livello, traccia i percorsi di massima pendenza da monte verso valle (Menduni et al., 2000) e crea due organi di propagazione: le celle, definite come elementi dei tubi di flusso (formate da due tratti di isoipsa e da due linee di massima pendenza) e i canali, che nascono dalla confluenza di più tubi di flusso nei quali si verifica deflusso incanalato.

Il principale vantaggio nell'utilizzo di un modello digitale del terreno consiste nella possibilità di considerare esplicitamente tutte le variabili morfometriche dei versanti. La topografia influisce infatti sia attraverso la pendenza, sia attraverso la convergenza del flusso subsuperficiale nelle zone di impluvio.

L'utilizzo poi di un modello a curve di livello permette di descrivere efficacemente il naturale andamento del territorio e consente una comoda applicazione dell'equazione di continuità, essendo nullo il trasporto di massa attraverso le linee di massima pendenza, che coincidono con le linee di forza del campo di moto.

Tale discretizzazione dei bacini idrografici, si basa sul concetto di tubo di flusso [O'Loughlin, 1986]. Le curve di livello, curve a potenziale gravitazionale costante, e le linee perpendicolari alle curve di livello, dette linee di flusso, staccate con un prefissato passo spaziale e definite linee di massima pendenza, individuano dei poligoni mistilinei, gli elementi dei tubi di flusso, entro i quali scorre il deflusso. Si ricorda che il flusso non può attraversare una linea di flusso. Basandosi su queste ipotesi, è possibile studiare il moto dell'acqua e la conseguente asportazione di sedimenti applicando ad ogni elemento le equazioni che descrivono i processi in forma mono-dimensionale, senza ledere le generalità di effettiva bidimensionalità del flusso. Si ipotizza, quindi, che il deflusso sia generato da un segmento di linea (monodimensionale) e si propaghi su di un'area verso valle (bidimensionale). Approssimativamente le considerazioni fatte per il deflusso superficiale si considerano valide anche per quello sub-superficiale.

Su tale partizione del bacino sono state poi implementate le equazioni per la determinazione della quantità d'acqua infiltrata, dell'onda di piena uscente e della conseguente produzione di sedimenti.

Il modello è in primo luogo distribuito, le sopracitate grandezze possono quindi essere calcolate in ogni punto del bacino in esame.

Studio dei flussi idrologici nel suolo

Vengono proposti 4 approcci, di diversi gradi di approssimazione, atti allo studio dei flussi idrologici nel terreno. Il primo e più completo risolve le **equazioni di Richards**, il secondo approccio si basa sul **Simplified Bucket Model** il terzo sul **modello di Green-Ampt** e l'ultimo implementa il **metodo SCS-CN**.

La scelta del metodo da utilizzare per la rappresentazione dei flussi idrologici è un passo molto delicato data l'influenza che lo strumento esercita sull'accuratezza della riproduzione del fenomeno. Questa scelta va fatta tenendo innanzitutto presente qual è lo scopo finale del modello idrologico in cui è implementata la routine. Ad esempio, se si vuole simulare con accuratezza la risposta di un bacino caratterizzato da una spiccata propensione al deflusso subsuperficiale oppure la diffusione di un inquinante nel terreno, allora un metodo numerico che dia un'accurata riproduzione della redistribuzione dell'acqua nel suolo può essere la scelta migliore. Se invece lo scopo è di simulare l'erosione dovuta al deflusso superficiale, può essere sufficiente utilizzare un metodo meno "realistico", che trascuri la redistribuzione dell'acqua nel suolo, e che di conseguenza richieda meno potenza e tempi di calcolo, ma che sia comunque adatto a predire la pioggia netta e l'exfiltrazione, quei fenomeni cioè che sono causa del deflusso superficiale.

Per la soluzione dell'equazione di Richards è stato implementato un metodo numerico basato sullo schema di Newton-Raphson.

Per descrivere le proprietà del suolo si sono analizzati i principali modelli oggi conosciuti: la scelta è poi caduta sul modello di Broadbridge-White, in quanto è quello che fornisce maggiori garanzie per la convergenza della soluzione.

Questo schema risolutivo, grazie al trattamento accurato delle condizioni al contorno, di una variazione dinamica dell'intervallo temporale di integrazione e della cura rivolta al criterio di convergenza, si è dimostrato stabile ed affidabile.

L'analisi di sensitività svolta al variare dei parametri del modello delle proprietà del suolo, sia a livello di curve di ritenzione sia di risposta complessiva del bacino, ha messo in evidenza la coerenza fisica dei risultati ottenuti.

Si è quindi effettuata un'analisi per confrontare l'efficienza dei vari metodi per il calcolo dell'infiltrazione rispetto alla risposta complessiva del bacino.

La soluzione con Richards si è dimostrata particolarmente adatta per la simulazione degli eventi più brevi e caratterizzati da elevate intensità di pioggia. Questo perchè, alcune delle ipotesi su cui è basata questa soluzione, ovvero, in particolare, il fatto di trascurare i flussi profondi e l'interazione con la falda, in alcuni casi particolari (bacino con comportamento Dunniano sollecitato da eventi lunghi e di bassa intensità per i quali hanno importanza anche i flussi profondi), portano ad una sottostima del volume di deflusso. In questi casi è risultata preferibile la soluzione col metodo SBM, infatti, la schematizzazione del terreno che fa il Simplified Bucket Model, con una parte satura responsabile sia del deflusso subsuperficiale che di quello profondo e senza alcun drenaggio verso il basso, ben si adatta a simulare il fenomeno di risalita della superficie libera di falda. Inoltre risulta più facile la taratura dei suoi parametri.

Il deflusso superficiale

Il modello considera tre tipologie di deflusso superficiale in funzione della loro modalità di formazione:

Superamento della capacità di infiltrazione (*ie: infiltration excess*)

Saturazione dello strato superficiale del terreno (*i.e: saturation excess*)

Fuoriuscita del deflusso sub-superficiale proveniente da monte (*i.e: exfiltration*)

Per ciò che attiene il deflusso superficiale è importante sottolineare come esso in natura si propaghi attraverso due dinamiche distinte; la lama d'acqua si propaga, infatti, in parte sotto forma di sheet flow in parte incanalata in rills, gullies o channels. I modelli presenti in letteratura spesso limitano la trattazione del deflusso all'una o all'altra dinamica.

La discretizzazione qui presentata traccia i percorsi di massima pendenza a partire da monte verso valle, riproducendo, il reale defluire dell'acqua dovuto principalmente alla forza di gravità. Da questa struttura vengono a crearsi due diversi organi di propagazione: le celle, sulle quali si verifica il fenomeno dello sheet flow, ed i canali, per i quali si ha, invece, deflusso incanalato. In tal modo vengono descritte entrambe le dinamiche di deflusso.

Il movimento verso valle del deflusso superficiale e di quello sub-superficiale lungo gli elementi è calcolato utilizzando la forma monodimensionale dell'equazione di De Saint Venant, ma, data la discretizzazione a tubi di flusso, non vengono ridotte le generalità del problema (bidimensionalità del flusso). Si assume che il deflusso superficiale si muova verso valle uniformemente lungo ogni elemento sotto forma di *sheet-flow* e sotto forma di *rill flow* nei canali, siano essi permanenti od effimerici. Nonostante lo *sheet-flow* sia caratterizzato da limitate altezze d'acqua e velocità si assume che il moto sia turbolento a causa dell'azione delle gocce d'acqua

Per la determinazione dell'onda di piena sono state risolte le equazioni di De Saint Venant, sotto l'ipotesi di onda cinematica, tramite uno schema numerico implicito alle differenze finite. Questo tipo di approccio garantisce una soluzione incondizionatamente stabile, accurata e consistente, mantenendosi economica dal punto di vista computazionale.

L'invaso prodotto nei bacini naturali, dovuto alla variazione del pelo libero della corrente, viene qui simulato ipotizzando una variazione dinamica della base dei canali, considerata rettangolare, in funzione della portata in essi entrante, della loro posizione all'interno del bacino e dell'area contribuyente, secondo lo schema proposto da Orlandini e Rosso [1996]. Secondo tale approccio, un canale ha dimensioni tanto maggiori quanto più la sua posizione risulta prossima alla sezione di chiusura del bacino e la larghezza di deflusso si espande con l'incremento della portata che occupa il canale stesso [Leopold e Maddock, 1953].

Processi erosivi

Il modello permette la simulazione dei processi erosivi secondo due diversi approcci. Il primo, che utilizza **l'equazione del trasporto totale di Engelund e Hansen**, si basa su di un bilancio di energia: si assume, cioè, che il guadagno in energia potenziale subito da una particella sollevata dalla corrente possa essere eguagliato al lavoro effettuato dalle forze di trascinamento della corrente stessa. In alternativa, è possibile fare uso **dell'equazione di Yang**, basata sulla teoria dello *unit stream power*. In questo caso, l'ipotesi è che il distacco di

suolo non costituisca un fattore limitante per il processo. Inoltre, vengono trascurati gli effetti di copertura della superficie o di immagazzinamento in piccole depressioni.

Per ogni elemento e per ogni intervallo temporale è stato calcolato:

La quantità di sedimenti mobilizzata dall'effetto battente della pioggia e potenzialmente trasportabile a valle dal deflusso superficiale.

La capacità di trasporto del deflusso superficiale.

La quantità di sedimenti potenziale mobilizzata dallo scorrimento del deflusso superficiale.

La quantità di sedimenti effettivamente trasportata a valle dal deflusso superficiale.

La quantità netta di sedimenti erosi/depositati.

Si suppone che il fenomeno avvenga con modalità differenti sui versanti e nei canali: per questi ultimi, ad esempio, viene trascurato il distacco di terreno causato dalla pioggia che viene considerato, invece, sulle celle. Inoltre, gli algoritmi di routing sono differenziati nei due casi.

Si assume che la quantità di materiale solido prodotta in un certo arco temporale sia limitata da due fattori fondamentali: la capacità di trasporto della corrente e la disponibilità di sedimento trasportabile.

Il calcolo avviene, ad ogni passo temporale, in parallelo al computo delle grandezze caratteristiche del deflusso superficiale (portata ed altezza della lama d'acqua), necessarie alla determinazione del potere erosivo della corrente e della sua capacità di trasporto. L'elaborazione parte, naturalmente, dalle celle a quota maggiore per propagarsi, verso valle, a celle e canali a quota minore, fino alla sezione di chiusura del bacino di studio. Dal momento che si tratta di un modello distribuito, è possibile ottenere il computo delle varie grandezze in qualsiasi punto del bacino, come avviene d'altra parte per il modulo afflussi-deflussi.

Il modello è stato testato su due bacini reali, quello del Rio della Gallina (Nord del Piemonte) e quello del Torrente Missiaga (Valle Agordina, Veneto) per quanto riguarda la determinazione della risposta liquida del bacino. Non essendo stato possibile reperire i dati di erosione per questi bacini, per la taratura del modulo erosivo e la conseguente validazione, si sono utilizzati dati di erosione osservati su un territorio californiano appartenente alle San Gabriel Mountains, in particolare sul bacino di Auburn. Si veda Rulli et al. 2002a e Rulli et al., 2002b.

Frane Superficiali

Sono stati implementati tre differenti modelli di calcolo che accoppiano allo schema di stabilità, basato sulla teoria della resistenza al taglio di Coulomb, un'analisi dei flussi idrologici condotta secondo tre metodi diversi (illustrati precedentemente):

1. Equazioni di Richards secondo lo schema di Newton – Raphson,
2. Modello di Green-Ampt (1911)
3. Simplified Bucket Model (1999).

E' stato poi implementato un quarto modello Rosso, Rulli & Vannucchi (2002) per lo studio del rischio di frane che, a differenza degli altri, non si avvale di un modulo idrologico, ma ingloba direttamente nelle espressioni per il calcolo della stabilità gli effetti della topografia e della pioggia.

Il primo approccio, che richiamato da Iverson (2000) è, tra i tre, quello che cerca di descrivere il più fedelmente possibile i processi fisici interessati, calcolando ad ogni passo temporale e per ogni elemento il valore della pressione dell'acqua interstiziale nel terreno a diverse profondità e individuando nell'aumento del valore di pressione il fattore fondamentale di innesco per le frane superficiali. Valori di pressione dell'acqua crescenti inducono una diminuzione degli sforzi efficaci e una conseguente diminuzione della resistenza del terreno. La risoluzione dell'equazione di Richards, che viene condotta con un metodo di calcolo numerico iterativo, richiede però un tempo di calcolo considerevole ed inoltre non è sempre garantita la convergenza della soluzione, soprattutto con eventi meteorici estremamente intensi. Un ulteriore ostacolo nell'utilizzo di questo primo metodo sta nel tipo e nella quantità di dati necessari per condurre una corretta simulazione: ai valori di permeabilità satura, di contenuto d'acqua a saturazione, di porosità del terreno, di peso specifico del terreno, di angolo di attrito, di coesione e profondità del terreno si aggiungono i parametri relativi al tipo di modello di suolo, per esempio λ e Ψ con il modello di Broadbridge & White (1988), e la curva di ritenzione del suolo, dati, questi ultimi, la cui reperibilità incrementa i costi delle indagini di campo.

Mentre il problema dell'efficienza computazionale è facilmente risolvibile con l'adozione di calcolatori più potenti, il secondo ostacolo permane e quindi l'utilizzo del metodo secondo Iverson potrebbe essere previsto in una seconda fase di studio del territorio, quando, dopo aver ristretto le aree di indagine individuando le zone a rischio più elevato che necessitano analisi più accurate , è sicuramente più ragionevole richiedere una raccolta più completa di dati relativi al terreno.

Il secondo metodo di studio della stabilità del pendio affianca all'analisi geomeccanica, basata sull'ipotesi del pendio infinito, una trattazione idrologica condotta secondo il modello d'infiltrazione di Green-Ampt (1911), che ipotizza un meccanismo di saturazione del terreno a partire dalla superficie, scendendo poi in profondità con un fronte di infiltrazione "a pistone" che divide il sottosuolo in zona satura ed insatura alla capacità di campo.

Anche se la trattazione del processo di infiltrazione non è così rigorosa come quella che si può avere con la soluzione dell'equazione di Richards, il metodo di Green-Ampt presenta comunque solide basi fisiche e in più ha il grande pregio di avere tempi di calcolo decisamente ridotti. Sono poi studiati anche il deflusso subsuperficiale attraverso l'equazione di Darcy accoppiata al bilancio di massa e il deflusso superficiale, con la risoluzione delle equazioni di De Saint Venant secondo l'approssimazione dell'onda cinematica.

L'influenza della progressiva saturazione del suolo sulla stabilità del versante è stata valutata con l'analisi dell'evoluzione del fronte di infiltrazione all'interno del terreno; l'accrescimento dello spessore di terreno saturo porta infatti una significativa diminuzione del valore del fattore di sicurezza fino ad arrivare a provocare il collasso nella zona di transizione tra suolo saturo e insaturo, oppure lungo la superficie di contatto terreno-substrato.

Il terzo metodo di analisi implementato utilizza lo schema idrologico del Simplified Bucket Model proposto da Vertessy e Elsenbeer (1999), al quale affianca l'analisi di stabilità per il pendio infinito. L'approccio del SBM alla descrizione dei movimenti dell'acqua nel terreno è molto semplificato rispetto alla soluzione dell'equazione di Richards, anche se comunque mantiene valide basi fisiche. Come nel caso dell'utilizzo del metodo di Green-Ampt, il numero di parametri richiesto è limitato e il tempo di calcolo necessario è decisamente inferiore rispetto alla soluzione dell'equazione di Richards.

La schematizzazione dei processi di infiltrazione e di deflusso subsuperficiale si basano, in questo caso, sull'assunzione di un meccanismo di saturazione del terreno che procede dal basso verso l'alto, a differenza di quanto ipotizzato per il Green Ampt.

L'analisi di stabilità è ancora condotta in termini di fattore di sicurezza e l'effetto delle precipitazioni sulla stabilità della copertura detritica ricade sull'espansione della zona di terreno saturo, a scapito di quella di suolo insaturo.

Il modello, Rosso-Rulli-Vannucchi (2002), muove dalla filosofia alla base del modello stazionario Shalstab (Montgomery and Dietrich, 1994) apportando 2 importanti miglioramenti.

Le due novità principali consistono: a) in un'analisi idrologica che permette di considerare non solo la situazione di regime stazionario, ma anche quella attinente al transitorio attribuendo notevole importanza alla durata dell'evento meteorico, b) nell'utilizzo del nuovo tipo di discretizzazione del territorio; quella proposta dal modello idrologico distribuito sopra illustrato. Si sono quindi conservate le buone caratteristiche derivanti dalla filosofia di sviluppo di Shalstab e allo stesso tempo sono stati introdotti notevoli vantaggi legati al nuovo tipo di partizione del territorio.

Il confronto dei risultati ottenuti con i due modelli, attraverso una simulazione effettuata sul bacino del Mettman Ridge, ha permesso di verificare la reale bontà di un modello di partizione del territorio a celle e canali nella descrizione di un bacino montano e nello studio del rischio di frana superficiale. Il modello di Rosso-Rulli, è in grado di classificare come instabili praticamente tutte le zone di dissesto osservate, riuscendo nel contempo a limitare gli elementi considerati a rischio che nella realtà non lo sono, a differenza di Shalstab che, soprattutto in corrispondenza degli impluvi, tende a segnalare una maggiore instabilità rispetto a quella osservata.

9.3. APPLICAZIONE SPERIMENTALE DEL MODELLO AL TORRENTE MALLARO

Il modello descritto nei paragrafi precedenti è stato applicato a titolo di esempio ad un sottobacino del torrente Mallaro. Utilizzando il Modello Digitale delle Quote alla risoluzione di 20 metri fornito dalla regione Lombardia è stato determinato il reticolo di drenaggio ideale ed è stato discretizzato il bacino in celle e canali (Fig.9.1a). Considerando poi un'area soglia dal reticolo di drenaggio ideale è stato estratto il reticolo permanente (Fig.9.1b). Scegliendo poi un modello per l'analisi dei flussi del suolo opportunamente parametrizzato è stato determinato l'idrogramma alla sezione di chiusura del bacino (Fig. 9.2) . Infine, applicando il modello per la determinazione dell'innescò delle frane superficiali proposto da Rosso-Rulli-Vannucchi, sono state determinate le zone instabili per assegnata pioggia (Fig. 9.3). Va

sottolineato come l'analisi del sottobacino dianzi descritto sia solo un esempio di applicazione del modello non suffragata da alcuna misura dei parametri del bacino.

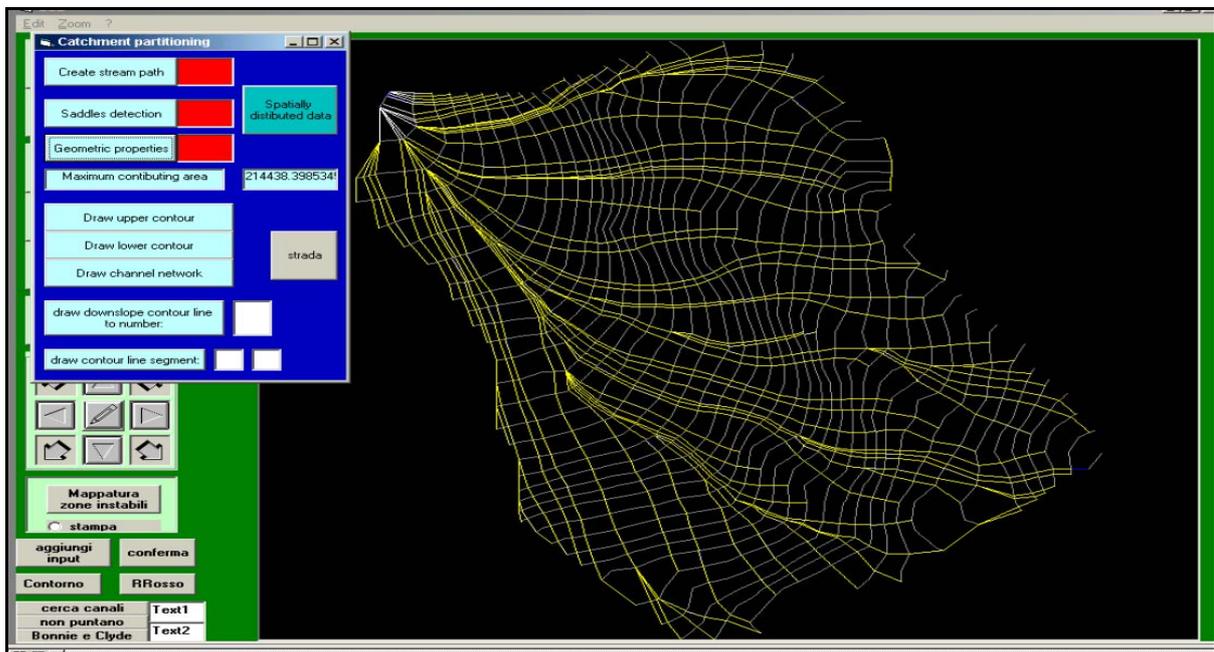


Fig. 9.1a°. Reticolo di drenaggio ideale e partizione del bacino idrografico.

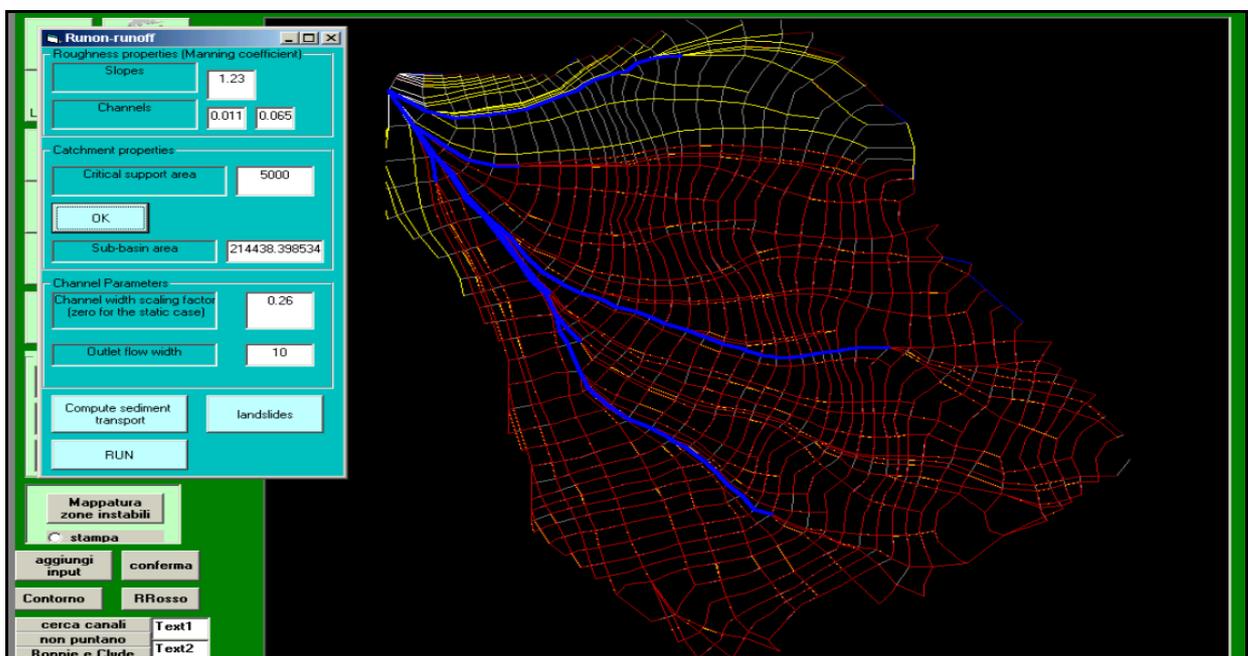


Fig. 9.1b. Estrazione del reticolo di drenaggio permanente.

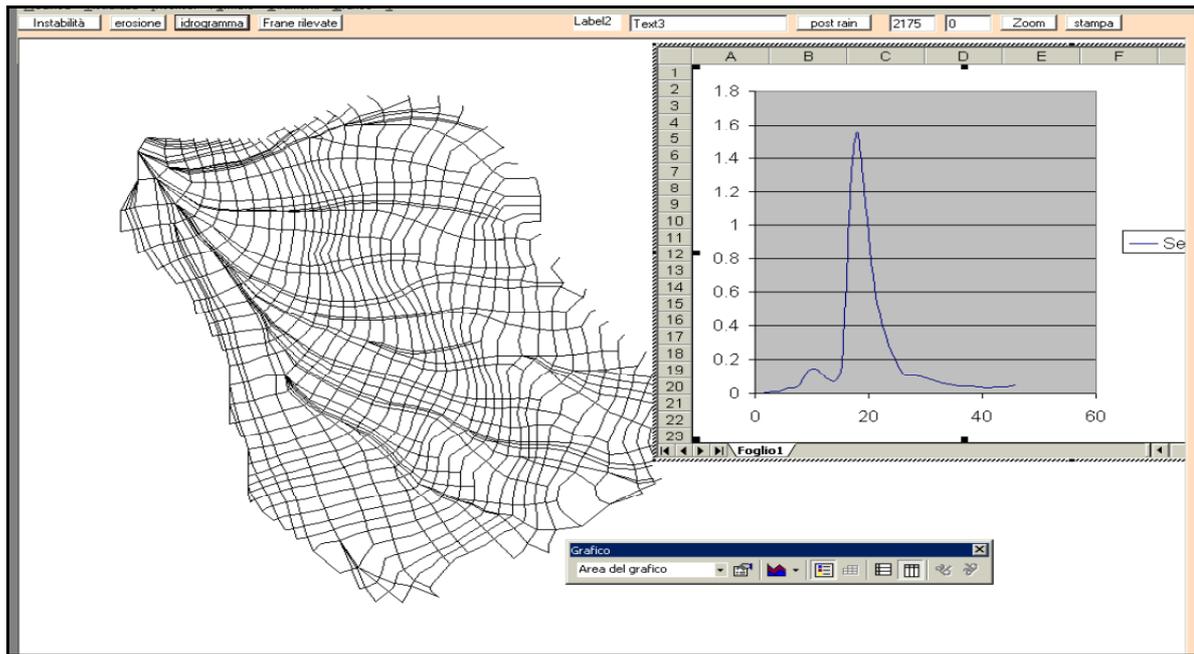


Fig.9.2. Idrogramma alla sezione di chiusura del bacino.

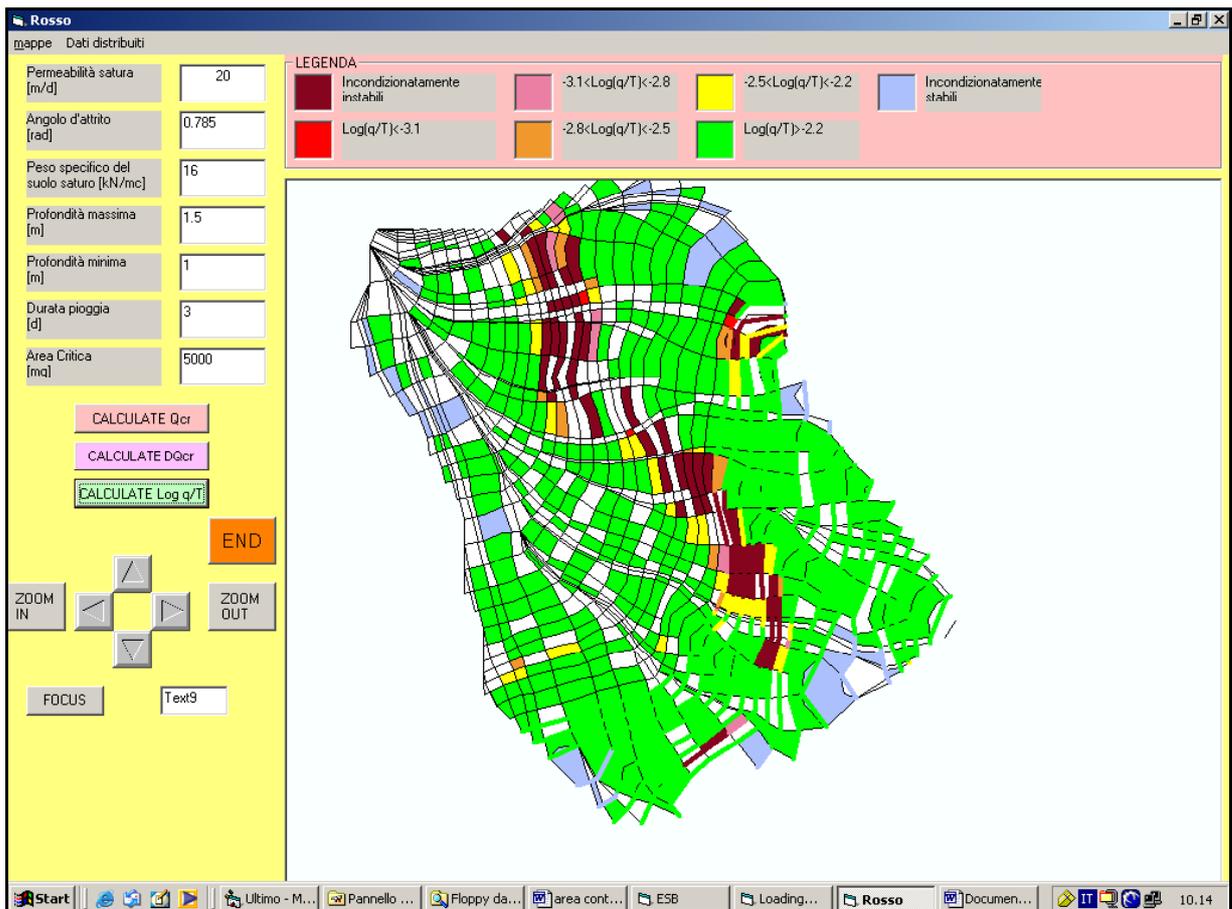


Fig 9.3 Mappatura delle zone a diverso grado di instabilità.

10. Riferimenti Bibliografici

- AGNESE, C., D'ASARO, F., GROSSI, G. & R. ROSSO, Scaling properties of topologically random channel networks, *Journal of Hydrology*, 187, 183-193, 1996.
- AGNESE, C., D'ASARO, F., & C. GIORDANO, Estimation of the time scale of the geomorphologic instantaneous unit hydrograph from effective streamflow velocity, *Water Resour. Res.*, 24(7), 969-978, 1988.
- BAND, L.E., Topographic Partition of Watersheds with Digital Elevation Models, *Water Resour. Res.*, 22, 15-24, 1986.
- BORSELLI, L., BUSONI, E. & D. TORRI, Applicabilità del SCS Curve Number method: il fattore lambda per la stima del deflusso superficiale, in: *C.N.R.-G.N.D.C.I., Linea 1, Rapporto 1989*, pp. 43-56, 1992.
- BUSONI E., BORSELLI L., CALZOLARI C., Caratteristiche fisiche ed idrologiche del suolo – Loro derivabilità dalla Cartografia Pedologica ed Applicabilità in Modelli Distribuiti di Bilancio Idrologico di Bacino, Rapporto C.N.R.-G.N.D.C.I., Roma, 1995.
- CARRARA, A., MANCINI, M. & R. ROSSO, Taratura del coefficiente di afflusso a scala di bacino a partire da un sistema informativo geografico. *Atti XXI Convegno di Idraulica e Costruzioni Idrauliche*, L'Aquila, 5-8 settembre, Vol.2, pp.329-348, 1988.
- CARONI, E., ROSSO, R., SICCARDI F., Nonlinearity and time variance of the hydrologic response of a small mountain creek, in: *Scale Problems in Hydrology*, edited by Gupta V.K., Rodriguez Iturbe I., Wood E., Reidel Publishing Company, Boston, 19-38, 1986.
- DAWES W.R., SHORT D., The significance of topology for modeling the surface hydrology of fluvial landscapes, *Water Resour. Res.*, 30, 1045-1055, 1994
- DE HORATIIS, G., *Istituzioni di idronomia montana*, Tipografia Ricci, Firenze, 1930.
- DE MICHELE, C. & R. ROSSO, La valutazione delle piene nell'Italia Nord-Occidentale: bacino padano e Liguria tirrenica, in: *La valutazione delle piene*, a cura di S. Gabriele & F. Rossi, Pubbl. CNR-GNDICI, Roma, 2000.
- EAGLESON, P.S., *Dynamic Hydrology*, McGraw-Hill, New York, 1970.
- EAGLESON, P.S., Dynamics of flood frequency, *Water Resour. Res.*, 8(4), 878-898, 1972.
- FANTOLI, G., Le acque di piena nella fognatura di Milano, *Relazione della Commissione Cappelletti, Fantoli, Soldati*, Milano, 1904.
- FRANCHINI, M. & E. TODINI, Il Modello Xinanjiang per il calcolo dell'assorbimento superficiale, VIII Corso di Aggiornamento in : "*Tecniche per la difesa dall'inquinamento*", Univ. della Calabria, Cosenza, 1987.
- GABRIELE, S. & F. ROSSI, *La valutazione delle piene*, Pubbl. CNR-GNDICI, Roma, 2000.
- KIRKBY, M. J., A runoff simulation model based on hillslope topography, in *Scale Problems in Hydrology*, edited by V. K: Gupta, I. Rodriguez-Iturbe, and E. F. Wood, D. Reidel, Hingham, Mass., 1983

KIRKBY, M.J. & K.J. BEVEN, A physically-based variable contributing area model of basin hydrology, *Hydrol. Sci. Bull.*, 24, 43-69, 1979.

Mark, 1988

LA BARBERA, P., & R. ROSSO, On the Fractal Dimension of Stream Networks, *Water Resour. Res.*, 25(4), 735-741, 1989.

LA BARBERA, P., & R. ROSSO, Reply to Comment on "On the fractal dimension of stream networks" by I. Rodriguez-Iturbe, D. Tarboton and R.L. Bras, *Water Resources Research*, 26(11), 2245- 2247, 1990.

LEOPOLD L.B., MADDOCK T.JR., The hydraulic geometry of stream channels and some physiographic implications., Prof.Pap.252, U.S. Geol.Surv., Washington, DC, 1953.

LEOPOLD L.B., WOLMAN M.G., MILLER J.P., *Fluvial processes in geomorphology*, 1964, W.H. Freeman, San Francisco, CA, 1964.

MANCINI, M. & R. ROSSO, Using GIS to assess spatial variability of SCS Curve Number at the basin scale, in: *New Directions for Surface Water Modelling*, edited by M.L. Kavvas, IAHS Publ. no.181, pp.435-444, 1989.

MAUNDER, C.J., An automated method for constructing contour-based digital elevation models, *Water Resour. Res.*, 35, 3931-3934, 1999.

MENDUNI G., PAGANI A., RULLI M.C., R. ROSSO, A non conventional watershed partitioning method for semidistributed hydrological modelling: the package Aladhyn, *Hydrol. Processes*, 16, 2002, 277-291, 2002.

MOORE, I.D. & GRAYSON R.B., Terrain-based catchment partitioning and runoff prediction using vector elevation data., *Water Resour. Res.*, 27, 1177-1191, 1991.

MOORE, I.D., GRAYSON, R.B. & BARLING R.D., A quasi-dynamic wetness index for characterizing the spatial distribution of zones of surface saturation and soil water content, *Water Resour. Res.*, 30, 1029-1044, 1994.

MOORE, R. J., The probability distributed principle and runoff production at point and basin scale, *Hydrol. Sciences Jour.*, 30 (2,6), 273-297, 1985.

MOORE, R.J. & R.T. CLARKE, A distribution function approach to modelling basin sediment yield, *J. Hydrol.*, 65, 239-257, 1983.

O'LOUGHLIN, E.M., Prediction of surface saturation zones in natural catchments by topographic analysis, *Water Resour. Res.*, 22, 794, 804, 1986.

ONSTAD, C.A. & BRAKIENSK D.L., Watershed simulation by stream path analogy, *Water Resour. Res.*, 4(10), 965, 971, 1968.

ORLANDINI, S. & R. ROSSO, Parametrization of stream geometry in distributed modeling of catchment dynamics, *Water Resour. Res.*, 34, 971-1985, 1998.

PILOTTI M., Una struttura generalizzata per la modellazione distribuita della risposta idrologica di un bacino imbrifero, Tesi di Laurea in Ingegneria, Relatore R. Rosso, Politecnico di Milano, 1989.

PUGLISI, S., *Caratteri degli interventi di sistemazione idraulica-forestale*, in: U. Bagnaresi, A. Suggelli, S. Puglisi, *La sistemazione del suolo nei territori montani*, Edagricole, 29-45, 1977.

- PUGLISI, S., *Appunti di morfometria*, Atti del XXIII corso di cultura in ecologia, Sezione Servicoltura, Ecologia, Pianificazione, Università degli Studi, S.Vito di Cadore, 8-13 Settembre, 1986.
- RANZI, R. & R. ROSSO, *FLEA: Flood Event Analyser*, HARPACEAS, Milano, 1997.
- RANZI, R. & R. ROSSO, FLEA: Flood Event Analyser, in: *Guida al Software Ambientale*, a cura di G. Guariso, p.121-126, Patron, Bologna, 1991.
- REGIONE LOMBARDIA, "Generazione delle linee di impluvio e displuvio e calcolo dei parametri morfologici dei sottobacini elementari appartenenti al territorio della Valtellina", a cura di Alberto Carrara, CNR-IEIIT, Bologna, 2003.
- REGIONE LOMBARDIA, "DUSAF, Destinazione d'Uso dei Suoli Agricoli e Forestali, a cura di Regione Lombardia-Agricoltura, ERSAF, Ente Regionale per i Servizi all'Agricoltura e alle Foreste e Regione Lombardia-Territorio ed Urbanistica, Milano, 2000.
- RINALDO, A., A. MARANI, & R. RIGON, Geomorphological dispersion, *Water Resour. Res.*, 27(4), 513-525, 1991.
- ROSSO, R., Nash model relation to Horton order ratios, *Water Resour. Res.*, 20(7), 914-920, 1984.
- ROSSO, R., *Manuale di Protezione Idraulica del Territorio*, Ed. CUSL, Milano, 680p., 2002.
- ROSSO, R., BACCHI, B., & P. LA BARBERA, Fractal relation of mainstream length to catchment area in river networks, *Water Resour. Res.*, 27(3), 381-388, 1991.
- ROSSO, R. & M.C. RULLI, An integrated simulation approach for flash-flood risk assessment: 2. Effects of changes in land use under a historical perspective, *Hydrology and Earth System Sciences*, 6(2), 285-294, 2002.
- RULLI, M.C. & R. ROSSO, An integrated simulation approach for flash-flood risk assessment: 1. Frequency predictions in the Bisagno River by combining stochastic and deterministic methods, *Hydrology and Earth System Sciences*, 6(2), 267-284, 2002.
- SALAS, J.D., RAMIREZ, J.A., & R. ROSSO, Determination of flood characteristics by physically based methods, in: *Coping with Floods*, edited by V. Yevjevich & G. Rossi, Proc. NATO-ASI Seminar, Erice, November 3-15, 1992, 1993.
- SOIL CONSERVATION SERVICE, *National Engineering Handbook, Hydrology*, Sect.4, Washington D.C., U.S. Department of Agriculture, 1972.
- SOIL CONSERVATION SERVICE, *National Engineering Handbook*, section 4, Hydrology, Rev. ed., U.S. Department of Agriculture, Washington D.C., U.S.A, 1986.
- SUPINO, G., *Le reti idrauliche*, Patron, Bologna, pp. 92-100, 1964.
- SHREEVE, R.L., Statistical law of stream numbers, *Journal of Geology*, 74, 17-37, 1966.
- SHREEVE, R.L., Infinite topologically random channel networks, *J. Geol.*, 75, 178-186, 1967.
- SHREEVE, R.L., Stream lengths and basin areas in topologically random channel networks, *J. Geol.*, 77, 397-414, 1969.
- SHREEVE, R.L., Variation of mainstream length with basin area in river networks, *Water Resour. Res.*, 10, 1167-1177, 1974.

- SHREEVE, R.L., The probabilistic topologic approach to drainage basin geomorphology, *Geology*, 3, 527-529, 1975.
- SMART, J.S., Channel Networks, *Adv. Hydrosc.*, 8, 305-346, 1972.
- SMART, J.S., The analysis of drainage network composition, in: *Fluvial Geomorphology*, edited by M.E. Morisawa, pp. 27-49, Geomorphology, Binghamton, N.Y., 1974.
- STRAHLER, A.N., Hypsometric (Area-Altitude) Analysis of Erosional Topography, *Bull. Geol. Soc. Am.*, 63, 1117-1142, 1952.
- STRAHLER, A.N., *Geografia fisica*, Piccin, Padova, 1984.
- TROUTMAN, B.M. & KARLINGER M.R., Unit hydrograph approximations assuming linear flow through topologically random channel networks, *Water Resour. Res.*, 21(5), 743-754, 1985.
- TROUTMAN, B.M., & M.R. KARLINGER, Averaging Properties of Channel Networks Using Methods in Stochastic Branching Theory, in: *Scale Problems in Hydrology*, edited by V.K. Gupta, I. Rodriguez-Iturbe, & E.F. Wood, D. Reidel Publishing Company, Boston, 1986.
- VERTESSY, R.A. & ELSENBEER H., Distributed modeling of storm generation in a Amazonian rain forest catchment: effects of model parametrisation, *Water Resour. Res.*, 35, 2173-2187, 1999.
- WOOD, E. F., SIVAPALAN, M., BEVEN K. J. & L. BAND, Effects of spatial variability and scale with implications to hydrologic modeling, *J. Hydrol.*, 102,29-47, 1988.
- ZHAO, R.J., ZUANG, Y., FANG, L.R., LIN, X.R. & Q.S. ZHANG, The Xinjiang model, In: *Hydrological Forecasting* (Proc. Oxford Symp., April 1980), 351-356, IAHS Publ. no. 129, 1980.